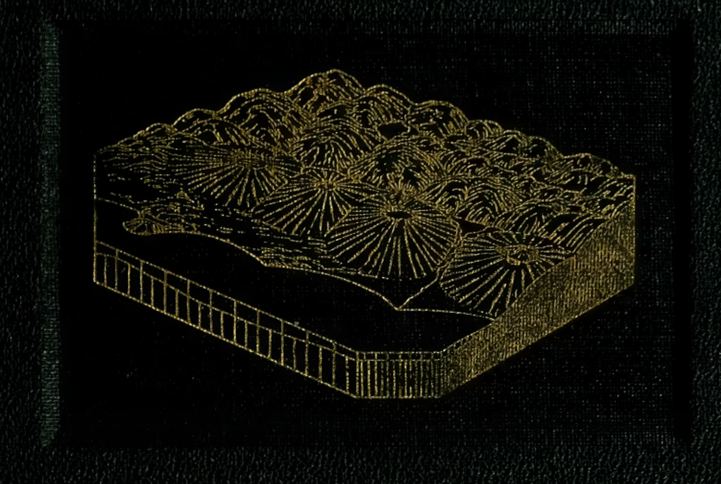
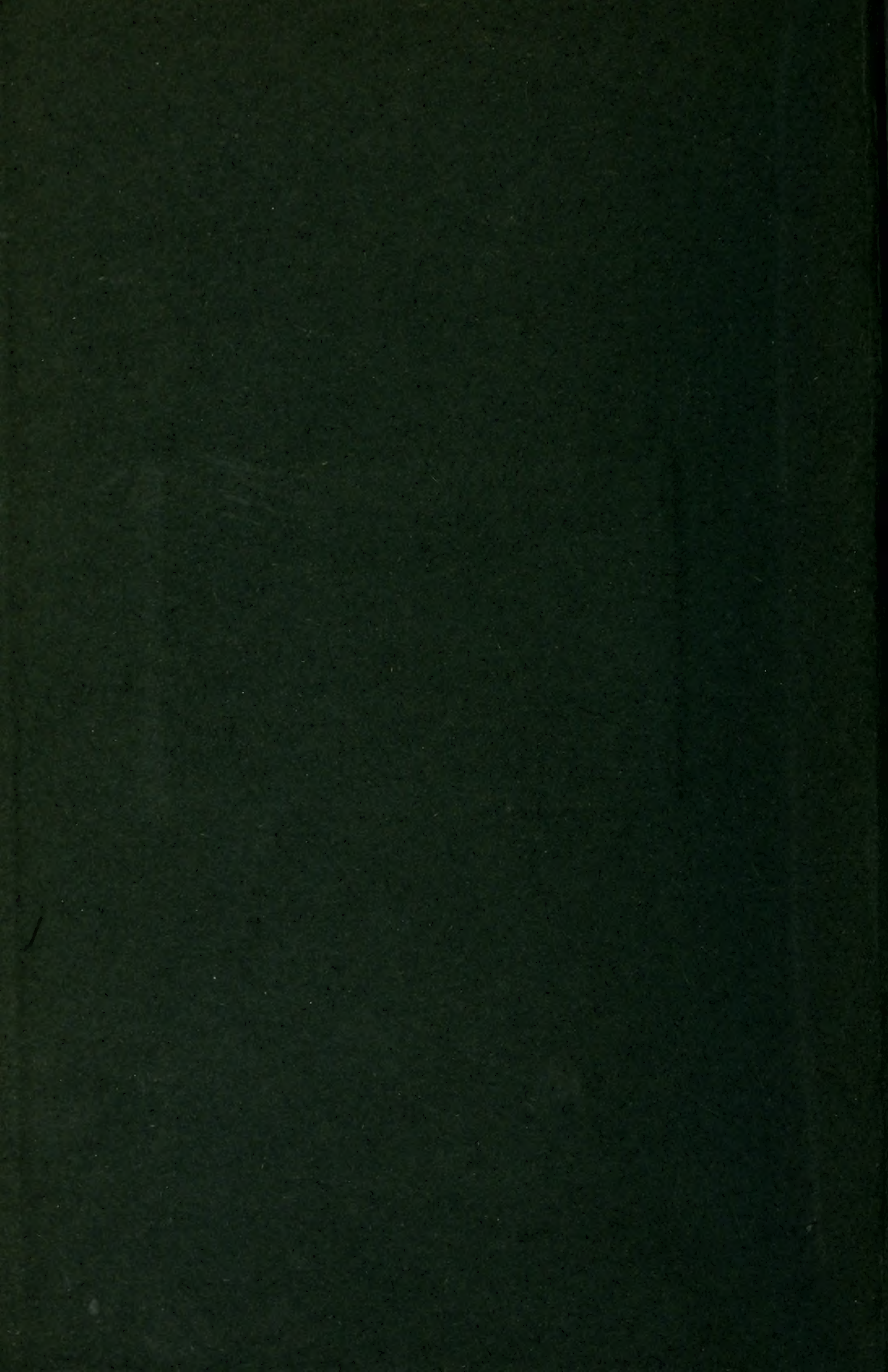


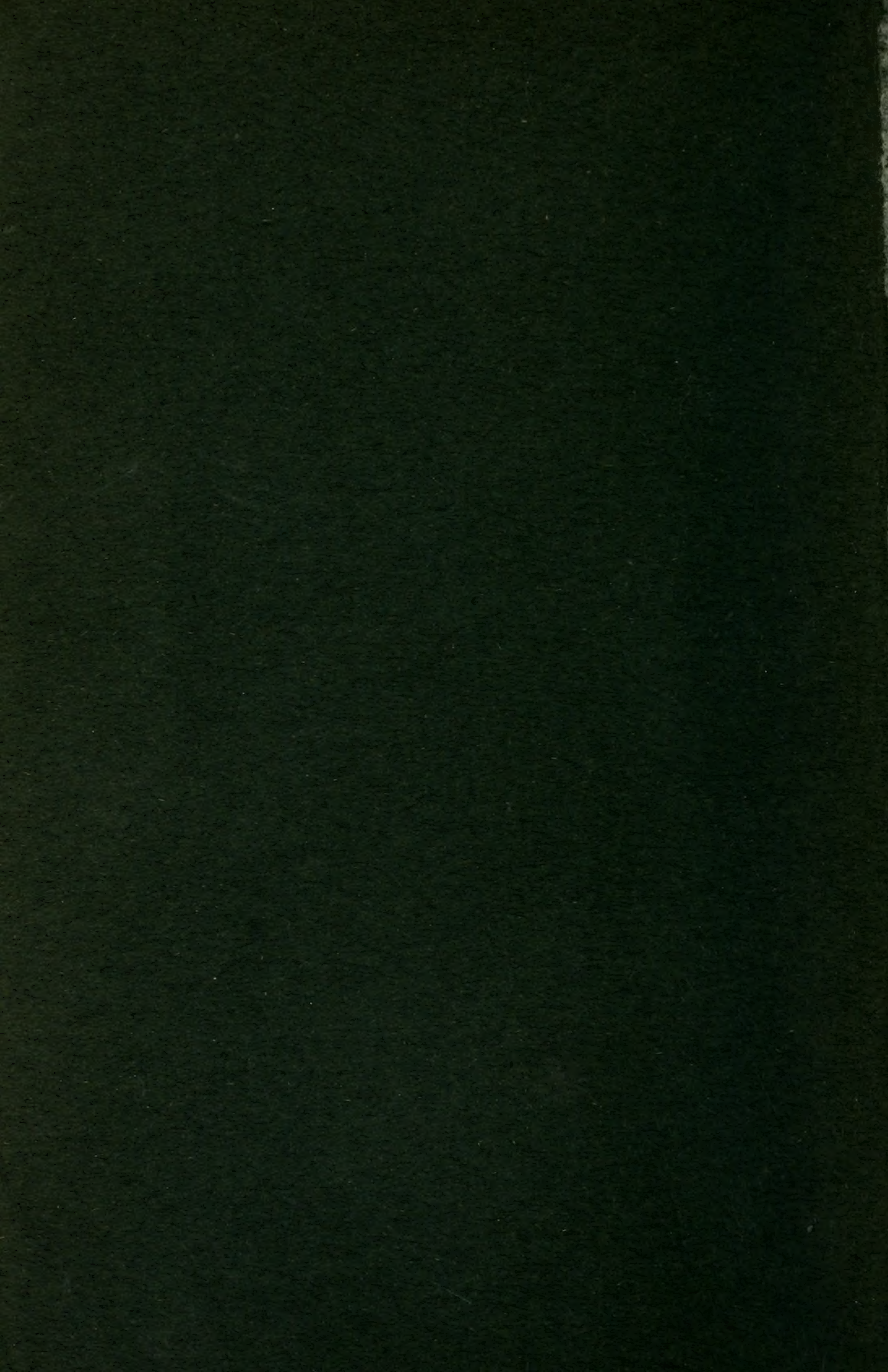
W. M. DAVIS

DIE ERKLÄRENDE BESCHREIBUNG DER LANDFORMEN









DIE ERKLÄRENDE BESCHREIBUNG DER LANDFORMEN

VON

WILLIAM MORRIS DAVIS
PROFESSOR AN DER HARVARD UNIVERSITÄT
CAMBRIDGE (MASS.)

DEUTSCH BEARBEITET VON

DR. A. RÜHL
PRIVATDOZENT AN DER UNIVERSITÄT BERLIN

MIT 212 ABBILDUNGEN
UND 13 TAFELN

LEIPZIG UND BERLIN
DRUCK UND VERLAG VON B. G. TEUBNER
1912

Dieses Buch ist zwei Universitäten gewidmet:

DER HARVARD-UNIVERSITY IN CAMBRIDGE

wo ich nach vier Studienjahren als Lehrer fünfunddreißig Jahre lang Gelegenheit gehabt habe, in engem Verkehr mit meinen amerikanischen Kollegen und Zuhörern eine Methode zur Behandlung gewisser geographischer Probleme allmählich zu entwickeln, wie sie hier dargestellt wird, und

DER FRIEDRICH-WILHELMS-UNIVERSITÄT IN BERLIN

an der ich als Austauschprofessor im Wintersemester 1908/09 die Ergebnisse meiner Arbeit einem empfänglichen Kreise von deutschen Lehrern und Studenten, in dem ich zahlreiche wertvolle Freundschaften gefunden habe, vortragen durfte.

W. M. DAVIS

VORWORT.

In dem vorliegenden Buche ist eine Reihe von Vorlesungen vereinigt, die ich als Austauschprofessor an der Universität Berlin im Wintersemester 1908/09 gehalten habe. Sie folgen im allgemeinen dem Plan, der sich bei meinen Vorlesungen über die physische Geographie des Festlands an der Harvard University während der letzten dreißig Jahre entwickelt hat, einem Plan, der sich allmählich — sehr allmählich, wie mir scheint — von der im wesentlichen empirischen Methode entfernte, die die Geographie in früherer Zeit beherrscht hat, und sich in eine mehr genetische oder erklärende Methode verwandelte, die von vielen heutigen Geographen als so überaus nützlich erfunden wurde.

Die Gelegenheit, diese Vorlesungen vor einem Kreise deutscher Studenten zu halten, war mir überaus willkommen. Ich konnte ihnen zahlreiche Beispiele von Landformen vorführen, die ich in der Natur selbst gesehen habe, und die wegen ihres systematischen Wertes besonderes Interesse beanspruchen. Gleichzeitig war ich in der Lage, meinen Hörern eine ausführlichere Darstellung der von mir angenommenen erklärenden Methode geben zu können, als es bisher in Deutschland geschehen war. Denn wenn ich nach der Aufnahme, die diese Methode selbst bei den fortgeschritteneren Studierenden in Berlin und auch bei den Teilnehmern einer Exkursion nach Italien fand, schließen darf, so ist sie in Europa weit weniger bekannt, als ich angenommen hatte. Daher war mir die Möglichkeit, sie an der größten deutschen Universität vortragen zu können, doppelt angenehm.

Der Inhalt dieses Buches wurde zuerst im Herbst und Winter 1908/09 schriftlich niedergelegt. Mein englisches Manuskript wurde dann von Fräulein E. L. Grotefend in Marburg ins Deutsche übersetzt, der ich für ihre mühevolle Arbeit, die sie häufig unter dem Drucke ungenügender Zeit ausgeführt hat, zu großem Danke verpflichtet bin. Die Überarbeitung für die Drucklegung hat mich noch mehrere Monate nach meiner Rückkehr in Anspruch genommen, zumal ich die Abschnitte über die Vulkane und über den ariden, den glazialen und den marinen Zyklus vollkommen neu geschrieben habe, da ich sie in den Vorlesungen nur sehr kurz behandeln konnte; auch manche anderen Kapitel haben eine beträchtliche Erweiterung erfahren. Alle diese Zusätze sind von Herrn Privatdozent Dr. A. Rühl in Marburg übersetzt worden, der mir auch dadurch einen großen Dienst geleistet hat, daß er das ganze Manuskript mit Rücksicht auf die geographische Phraseologie durchgearbeitet und alle Druckbogen einer Revision unterzogen hat.

Die Vorlesungen waren auf jene Teile der Geographie beschränkt, die sich mit den Landformen beschäftigen. Das Ziel, das ich mir gesteckt hatte, bestand mehr in der Anleitung zur Beobachtung und Beschreibung der Landformen als in der Darlegung der Haupttatsachen der Länderkunde. Zu diesem Zwecke lenkte ich die Aufmerksamkeit vor allem auf die systematische Methode, die bei der erklärenden Beschreibung der Formen angewandt wird, wie auf zahlreiche Tatsachen, welche diese Methode zu veranschaulichen geeignet waren. Die Anwendung der Methode auf länderkundliche Gegenstände geschah in einer zweiten Vorlesung, die, in englischer Sprache gehalten, sich mit der physischen Geographie der Vereinigten Staaten beschäftigte, und die in kurzem Auszuge in Mills „International Geography" zu finden ist; eine ähnliche Darstellung bereite ich für die „Kultur der Gegenwart" vor. In keiner der beiden Vorlesungen bin ich auf die historische Entwicklung jener Methode eingegangen, und es war mir weder im Verlaufe der Vorlesungen noch in ihrer gegenwärtigen veränderten Gestalt möglich, es auszusprechen, wieviel ich gewissen Meistern einer früheren Generation und so vielen meiner noch heute lebenden Kollegen und Freunde schulde, und wie unzählige Gedanken ich von ihnen übernommen habe. Was ich hier dem Leser biete, ist daher mehr die Vorführung einer modernen Bewegung in der Geographie als einer individuellen Methode. Zahlreiche Zitate, die in den Vorlesungen nicht angeführt werden konnten, sind hier hinzugefügt, aber es lag nicht in meiner Absicht, eine vollständige Übersicht der für den Gegenstand in Betracht kommenden Literatur zu geben. Ich habe fast ausschließlich solche Arbeiten zitiert, die dem Studierenden für die gewünschten Gesichtspunkte am meisten nützen können, nämlich solche, bei denen die erklärende Beschreibung der Landformen sich als ganz besonders wirksam erwiesen hat. Die heutigen Formen, die als besonders typisch angeführt werden, habe ich, soweit es irgend möglich war, Gegenden entnommen, die mir durch eigene Beobachtungen einigermaßen vertraut sind, und es bereitet mir ein Vergnügen, zu konstatieren, daß von den 357 Lokalitäten, die im Inhaltsverzeichnis genannt sind, 283 mir aus persönlicher Anschauung bekannt sind.

Die Beigabe von Illustrationen typischer Formen in idealer Darstellung, vielfach in der Gestalt von Blockdiagrammen, die die systematischen Beziehungen der einzelnen Teile am einfachsten und klarsten erkennen lassen, erachte ich für eine wertvolle Ergänzung der Beschreibung und kartographischen Darstellung heutiger Formen. Alle Figuren sind von mir selbst gezeichnet worden, einige wenige nach Photographien oder Skizzen, die allermeisten jedoch nach Originalentwürfen. Eine kleine Anzahl von Skizzen heutiger Landschaften stammt aus meinen Reisetagebüchern; die Zeit, zu der sie ursprünglich angefertigt wurden, ist dann in der unteren Ecke beigefügt worden. Fast alle Figuren sind speziell für das vorliegende Buch gezeichnet worden; eine Ausnahme bil-

den nur gewisse Figuren, die meinen „Practical Exercises in Physical Geography“ entnommen sind. In vielen Fällen sind die rohen Skizzen, die ich in Berlin während der Vorlesungen an der Wandtafel entwarf, neu gezeichnet und hier reproduziert worden. Obwohl diese Arbeit sehr viel Zeit in Anspruch genommen hat, habe ich mich ihr doch nicht entzogen, da mich die Erfahrung gelehrt hat, daß man ebensowenig wie man die Niederschrift einer Vorlesung einem Sekretär, so die Herstellung derartiger Zeichnungen einem Zeichner überlassen kann. Es tut mir leid, daß so viele Zeichnungen so kahl, starr und gekünstelt erscheinen, gern hätte ich ihnen das natürliche Leben eingehaucht, das Heim seinen Bildern aus den Alpen oder Holmes denen der Rocky Mountains gegeben hat, aber ich glaube, daß die große Einfachheit der Umrisse den Vorteil hat, andere zu ausgedehntem Gebrauche der Zeichnung als Hilfsmittel der geographischen Beschreibung zu veranlassen.

Das Wesen der erklärenden Methode bei der Beschreibung der Landformen besteht in der Erkenntnis der Wirkungen vergangener Vorgänge auf die Ausbildung der heutigen Formen. Es ist jedoch von großer Wichtigkeit, daß die Erwähnung dieser früheren Vorgänge so gestaltet wird, daß die Aufmerksamkeit des Hörers mehr auf die gegenwärtigen Formen als auf die Umwandlungen gelenkt wird, die sie im Laufe der Zeiten erlitten haben. Dieses Prinzip verdient besonders nachdrücklich hervorgehoben zu werden, da es von Anfängern sehr häufig übersehen oder mißverstanden wird. Führt man eine Reihe von Tatsachen der geologischen Struktur, der Erosionsvorgänge und Oberflächenformen in ihrer zeitlichen Aufeinanderfolge an, so erhält man eine geologische Beschreibung; stellt man dagegen dieselben Tatsachen nur als Mittel zum besseren Verständnis der heutigen Landschaft dar, so gelangt man zu einer wirklich geographischen Beschreibung. In einer geologischen Darstellung muß jedes Ereignis der Reihe nach für sich selbst erwähnt und der Eintritt aller Begebenheiten in historischer Aufeinanderfolge klargelegt werden, ohne daß eine bestimmte Epoche mehr bevorzugt wird, als es die Natur der Vorgänge, die sich in ihr abgespielt haben, erfordert. Bei einer geographischen Darstellung dagegen verdienen vergangene Ereignisse nur so weit Berücksichtigung, als sie uns in dem Verständnis der Formen der heutigen Zeit unterstützen: hier müssen stets die gegenwärtigen Oberflächenformen vor dem Auge des Sprechers und des Hörers stehen.

Der hier aufgestellte Gegensatz zwischen geologischer und geographischer Beschreibung beruht nicht etwa darauf, daß der einen eine größere Wichtigkeit zukommt als der anderen, sondern allein in der Verschiedenartigkeit der Gegenstände, mit denen sie es zu tun haben. Die geologische Beschreibung muß meistens von Veränderungen, die sich in der Vergangenheit abgespielt haben, und von der früheren Struktur der Erdkruste berichten. Je lebhafter der Eindruck der verflossenen Ereignisse in ihrer historischen Aufeinanderfolge ist, um so besser wird die

Beschreibung sein. Im Gegensatz dazu muß sich die geographische Beschreibung vorwiegend auf die Darstellung der heute verhandenen Tatsachen beschränken. Diese müssen allerdings so behandelt werden, daß man ihre Abhängigkeit von der Vergangenheit erkennt, aber es ist ein Fehler, wenn man auf so zahlreiche frühere Ereignisse eingeht, daß der Blick von der sichtbaren Landschaft abgezogen wird. Natürlich kann eine Betrachtung der heutigen inneren Struktur, die die Geographen viel zu sehr den Geologen überlassen haben, nicht umgangen werden; sie ist sogar notwendig, da ja durch sie die Oberflächengestaltung stark beeinflußt wird. Alle strukturellen Tatsachen jedoch, die für deren Erklärung nicht erforderlich sind, sollten fortgelassen werden, so interessant und wichtig sie auch an sich sein mögen.

Es ist mitunter recht schwer, einer erklärenden geographischen Beschreibung einen wirklich geographischen Charakter zu verleihen. Man ist leicht geneigt, sich in der verwickelten Aufeinanderfolge vergangener Zustände zu verlieren, und es werden dem Hörer daher schließlich vorwiegend historische, d. h. geologische Betrachtungen eingeprägt; eine Anleitung in der Kunst der Beschreibung von Landformen sollte daher ein wesentliches Element in der Ausbildung der jungen Geographen bilden. Persönliches Studium der Landschaft auf Exkursionen, auf denen jedem genügende Zeit für sorgfältige Beobachtung und Aufzeichnung zur Verfügung stehen muß, ist wahrscheinlich das beste Mittel, diesen Zweck zu erreichen. Da aber derartige Ausflüge nicht sehr häufig veranstaltet und auch im günstigsten Falle sich nur auf eine beschränkte Anzahl von Formen erstrecken können, so bin ich zu der Überzeugung gekommen, daß die Exkursionen durch praktische Übungen im Institut in systematischer Weise ergänzt werden müssen, durch Übungen, die parallel zu der Vorführung des Gegenstandes in den Vorlesungen ausgeführt werden können und jedem Studierenden die Unterweisung in den verschiedenen Stufen jener Kunst, die er erreichen möchte, verschaffen.

Es kommt überaus häufig vor, daß ein Student, der die erklärende Beschreibung gewisser Arten von Landformen gehört oder gelesen hat und sie genügend zu verstehen meint, doch seine Einbildungskraft so wenig geübt hat, daß er keine eigene Beschreibung einzelner Teile der Formen zu liefern imstande ist, und daß seine Hände so ungeschult sind, daß sie keine Zeichnung, auch nicht in den einfachsten Umrissen, herzustellen vermögen. Das beweist, daß das Hören von Vorlesungen und die Lektüre von Büchern keine genügende Ausbildung für einen jungen Geographen darstellen; er muß auch an Übungen teilnehmen, in denen er sich nicht ausschließlich rezeptiv verhält, sondern sich aktiv betätigt. Um dies zu erreichen, pflege ich seit vielen Jahren eine Reihe von Übungen vorzunehmen, deren Ausführung den Studierenden in der Entwicklung dieser Art geistiger Tätigkeit fördern soll, und ich habe derartige Übungen auch hier als Ergänzung zu einigen Abschnitten beigefügt.

Findet man, daß die Ausführung solcher praktischer Übungen bei eifrigen Studenten auf Schwierigkeiten stößt, so wird man schließen dürfen, daß der Lehrer oder das Ausbildungssystem den gleichen Tadel verdienen wie die Studierenden selbst. Wenn eine Landform, die in einer Übung nur dem Namen nach erwähnt wird, von den Studenten nicht verstanden wird, so ist sie wahrscheinlich in der der Übung vorangehenden Vorlesung nicht genügend erläutert und erklärt worden. Hat der Student die Form völlig klar erfaßt, findet aber bei dem Entwurf einer einfachen Umrißzeichnung übermäßige Schwierigkeiten, dann ist seine frühere Ausbildung in der unumgänglich nötigen graphischen Darstellung unzureichend gewesen. Auf alle Fälle ist es von der größten Wichtigkeit, daß der junge Geograph einige derartige Übungen mitmacht, wenn er eine wirklich gute Ausbildung in seinem Fache erreichen will.

Es ist klar, daß der Hauptzweck und Wert dieser Übungen, wenn sie auch eine gewisse Gewandtheit im Zeichnen erfordern, in der Erhöhung des Verständnisses gelegen ist. Eine falsche Zeichnung deutet auf ungenaue oder unrichtige Erfassung. Daher besteht ein besonderer Vorteil der Zeichnung darin, daß sie die Exaktheit der über einen Gegenstand gebildeten Vorstellung zu prüfen gestattet; ist diese richtig, so kann die Beschreibung mit Worten, selbst mit allen nur irgend wünschenswerten Einzelheiten absolut keine Schwierigkeiten mehr bereiten. In der Anfertigung einer sorgfältigen Beschreibung besteht deshalb das eigentliche Ende jeder geographischen Übung. Ich glaube jedoch, daß ein Student, der nur die kleinen Diagramme, durch die einige Übungen hier illustriert sind, wenn auch in etwas vergrößertem Maßstabe kopiert, kaum die Fertigkeit erlangen wird, die jene vermitteln sollen. Jeder sollte vielmehr eine vollständige Zeichnung nach den gelieferten Angaben anfertigen und die qualitativen Maße selbst auswählen, um eine gewisse Sicherheit in diesen Arbeiten zu erringen.

Praktische Übungen von der Art der hier gebotenen haben noch einen anderen Wert, auf den ich noch speziell die Aufmerksamkeit lenken möchte. Sie erfordern nämlich Geschicklichkeit in der Deduktion und entwickeln daher die Übung in der Anwendung eines Gedankenganges, den die Geographen im allgemeinen zu sehr vernachlässigt haben, dessen man sich jedoch, in je weiterem Umfange die erklärende Methode Aufnahme findet, wird mehr und mehr bedienen müssen. Ein bekannter Grundsatz der Logik sagt aus, daß Verallgemeinerungen, die auf Beobachtung und Induktion allein beruhen, wie alle empirischen Schlüsse, nur soweit zuverlässig sind, als es die Grundlage ist. Um sie über ein größeres Gebiet hin ausdehnen zu können, muß das allgemeine Prinzip, das der Induktion zugrunde liegt, bestimmt, und neue Fälle müssen aus diesem durch zutreffende Deduktion entwickelt werden. Auf dieser Regel der Logik ruht die erklärende Methode, weil die bei ihr verwendeten Erklärungen über den kleinen Bereich der Induktion durch die richtige Anwen-

dung eines anderen und gänzlich verschiedenen geistigen Prozesses hinaus ausgedehnt werden. Beobachtung und Induktion behalten ihre Bedeutung nach wie vor bei, sie erfahren nur durch die Deduktion eine Ergänzung. Daraus ergibt sich, daß jeder, der die erklärende Methode anwenden will, sich durch Übung eine gewisse Fertigkeit, sowohl in der Ableitung spezieller Folgerungen aus allgemeinen Prinzipien, als auch in der Induktion allgemeiner Prinzipien aus Einzelbeobachtungen verschaffen muß. In beiden ist man Irrtümern ausgesetzt, ihre richtige Anwendung lernt man am besten durch systematische Übung. Beobachtung im Felde und Laboratoriumsübungen erscheinen so als einander gegenseitig ergänzend.

Von großem Nutzen für die Beobachtung und Induktion ist das Studium guter Karten, die, wenn sie auch die Gegenstände verkleinern und vereinfachen, doch den großen Vorteil besitzen, daß sie eine Fülle sorgfältiger Beobachtungen darbieten, und zwar in einer Form, die für das Studium ganz besonders geeignet ist. Karten größeren Maßstabes sind daher gelegentlich am Ende einzelner Abschnitte genannt, wie ich auch seit langer Zeit derartiges Kartenmaterial, wenn möglich noch unter Ergänzung durch die Projektion von Diapositiven, in meinen Vorlesungen zu verwenden und auf ihnen praktische Übungen aufzubauen pflege*). Wegen der Kürze der Zeit war ich leider gezwungen, dieses Element des geographischen Unterrichts in Berlin auf ein Minimum zu reduzieren. Die geringe Stundenzahl, die mir für praktische Betätigung zur Verfügung stand, wurde Übungen der obengenannten Art gewidmet, um den Studierenden Gelegenheit zu geben, sich in der Deduktion zu üben, denn diese — das möchte ich noch einmal wiederholen — muß bei der erklärenden Behandlung der Landformen unbedingt mit der Beobachtung und Induktion Hand in Hand gehen. Daher ist es auch nicht richtig, wenn man diese Methode als „deduktive" bezeichnet, weil ja die Deduktion nur einen Teil von ihr ausmacht und nicht wesentlicher ist als die Induktion. Der Umstand, daß einige Geographen sie als die deduktive anstatt als die erklärende oder genetische bezeichnen, scheint mir recht bedeutungsvoll zu sein; es hat den Anschein, als ob diese selbst bei ihrer Arbeit so wenig Gebrauch von der Deduktion machen, daß, wenn sie sie einmal in Vereinigung mit der Induktion angewendet sehen, sie die ganze Methode nach jenem Teil zu benennen sich veranlaßt sehen, der ihnen der am meisten neue ist.

Um die unendliche Mannigfaltigkeit der Formen der Landoberfläche beschreiben zu können, muß notwendigerweise eine Terminologie aufgestellt werden, und da die hier vorgetragene Beschreibungsmethode auf der Wirkung der Vorgänge auf die Struktur beruht, so müssen die verwendeten Termini auch einige Angaben über den Ursprung der Formen geben. Allerdings darf man hierbei nicht vergessen, daß die Frage der

*) Large-scale maps as geographical illustrations. Journ. of Geol., IV, 1896, 484—513.

Terminologie, wenn sie auch eine Bedeutung für sich selbst besitzt, nur sekundär ist gegenüber der Frage der Methode, in Verbindung mit welcher die Terminologie aufgestellt ist. Ob man also z. B. den Ausdruck Erosionszyklus anwendet oder nicht, ist ziemlich belanglos; dagegen ist es unbedingt notwendig, daß die richtige Verallgemeinerung, die in diesem oder einem ähnlichen Wort enthalten ist, verstanden wird, und daß man von ihr Gebrauch macht. Die Bedeutung dieser Verallgemeinerung liegt weniger in der Feststellung, daß jede Landmasse am Ende eines solchen Erosionszyklus in eine ausdruckslose Ebene verwandelt werden muß, sondern vielmehr darin, daß bei einem ungestörten Fortschreiten eines Zyklus alle Oberflächenformen bei ihrer Umwandlung in einer bestimmten Beziehung zueinander stehen und in einer bestimmten Anordnung mit Rücksicht auf die Zeit sich entwickeln. Wenn wir heute abgetragene Rümpfe, sei es in geringer Meereshöhe, oder auch mehr oder weniger gehoben und zerschnitten antreffen, so ist diese Tatsache nicht nur dadurch von Interesse, daß sie uns die Endform einer Landmasse vor Augen führt, sondern vor allem dadurch, daß sie uns zeigt, daß Erosionszyklen in den verschiedensten Teilen der Welt und in den verschiedensten Zeiten in der Geschichte unserer Erde vorhanden gewesen sind. Denn dies beweist uns, daß die Erosionszyklen nicht nur gedachte Schemata darstellen, sondern daß sie auch heute noch stattfinden, und daß während ihres Fortschreitens die Landformen eine bestimmte Folge durchlaufen haben. Die Erosionszyklen haben zwar gewöhnlich zu verschiedenen Malen Unterbrechungen und Verwicklungen der verschiedensten Art erlitten; das Vorkommen von Rumpfflächen macht es jedoch klar, daß einige Zyklen ohne beträchtliche Unterbrechungen vollendet worden sind, und dies berechtigt uns, das Prinzip des Zyklus systematisch anzuwenden und bei der Beschreibung aller Landschaften eine Terminologie zu gebrauchen, die sich auf das Stadium bezieht, welches diese in ihrem Erosionszyklus erreicht haben. Ob man die Stadien eines Zyklus als jung, reif und alt oder als früh, mittel und spät bezeichnet, ist ganz unwesentlich; aber von Wichtigkeit ist es, die systematischen Beziehungen der Formen in jedem Stadium und die normale Aufeinanderfolge der sukzessiven Stadien zu erkennen.

Die untergeordnete Bedeutung der Terminologie mag noch an einem anderen Beispiele erläutert werden, nämlich an Flüssen, deren Lauf durch die ursprüngliche Neigung des von ihnen durchzogenen Geländes bestimmt ist. Es scheint mir ziemlich gleichgültig zu sein, ob man derartige Flüsse Folgeflüsse, konsequente Flüsse, Abdachungsflüsse oder noch anders nennt; von Bedeutung ist nur, daß bei einer erklärenden Beschreibung solche Flüsse mit einem Namen belegt werden, der ihren Ursprung andeutet. Ich persönlich ziehe den Ausdruck „konsequent“ wegen seines internationalen Charakters vor, aber es können alle wesentlichen Merkmale der erklärenden Methode vollkommen beibehalten werden,

auch wenn man die hier vorgeschlagenenen Termini, wie Zyklus, Stadium usw., durch andere ersetzt; es ist das eben nur Sache praktischer Erwägungen, welche terminologische Reihe man anwenden will. Es entsteht nur die Frage, wie man eine Auswahl treffen und Gleichförmigkeit erzielen soll. Ich hoffe, daß man die Priorität hierbei nicht berücksichtigen wird, und daß die Wahl der Termini nicht durch wissenschaftliche Kongresse geschieht. Am besten dürfte es sein, wenn jeder Forscher nach derartigen Ausdrücken sucht, sie in die Öffentlichkeit bringt, soweit sie ihm notwendig erscheinen, und wenn man dann an dem geeignetsten festhält. Ein solcher neuer Terminus wird natürlich einem Geographen, der mit der üblichen Terminologie schon vertraut ist, fast stets seltsam vorkommen, und oftmals hat man einen Ausdruck nur aus diesem Grunde allzu voreilig für unannehmbar erklärt. Aber mit der Zeit verliert er durch den Gebrauch die Fremdartigkeit, und der von ihm bezeichnete Gegenstand rückt in den Vordergrund des Interesses. Dann wird die Opposition, die er bei seinem ersten Auftauchen erregte, völlig vergessen. Meine eigene Erfahrung hat mir häufig genug gezeigt, wie die Abneigung gegen einen neuen Ausdruck nur auf seiner Neuheit beruht, so daß ich wenig Wert auf gegen ihn erhobene Bedenken lege, bevor er nicht versuchsweise angewandt worden ist, und hierin bin ich noch bestärkt worden, nachdem ich von dem hervorragendsten deutschen Geographen vor zehn Jahren eine ausdrückliche Erklärung zugunsten meiner Terminologie und eine sehr höfliche Zurücknahme der Einwände erhalten hatte, die er vorher gegen gewisse von mir verwendete Ausdrücke erhoben hatte.

Die Durchsicht dieser Vorlesungen hat mir oftmals die Umstände ins Gedächtnis zurückgerufen, unter denen sie entworfen worden. Ich kann daher diese Vorrede nicht schließen, ohne den vielen Freunden, die ich unter den Lehrern und Studierenden der Universität Berlin und überhaupt in Deutschland gefunden habe, meinen Dank auszusprechen, auch für die Geduld, mit der sie meinen unvollkommenen Darlegungen gefolgt sind, und für das lebhafte Interesse, das man mir entgegengebracht hat. Drei deutschen Geographen schulde ich noch besonderen Dank, den Professoren Penck, Partsch und Brückner, die, wenn sie ja auch nicht in meiner Nähe waren, mir doch brieflich in so warmen Worten ihre ermutigende Sympathie kundgaben. Besonders verpflichtet fühle ich mich auch Professor Oestreich und Dr. Braun gegenüber, die ebenso wie Dr. Rühl mit mir an der Übersetzung einiger meiner Schriften zusammen gearbeitet haben. Ohne die Ermutigung und Hilfe aller dieser guten Freunde wäre die Herstellung dieses Buches selbst zu so später Zeit nicht möglich gewesen.

Harvard University, CAMBRIDGE, MASS. Oktober 1910.

W. M. DAVIS.

DIE METHODEN DER AMERIKANISCHEN GEOGRAPHISCHEN FORSCHUNG.

Antrittsrede, gehalten am 4. November 1908 in der Aula der Berliner Universität.

Die geographischen Beziehungen zwischen Berlin und Harvard bestehen nicht erst seit diesem Jahre. Schon vor mehr als 40 Jahren bestand eine vertraute Bekanntschaft zwischen dem Freiherrn von Richthofen, dem berühmten Vorgänger meines hochgeschätzten Freundes Geheimrat Penck, und dem amerikanischen Geologen und Geographen Josiah Whitney, meinem Vorgänger zu Harvard.

Zu jener Zeit, während Whitney Staatsgeologe von Kalifornien war, und Richthofen seine Forschungsreise in den Kordilleren des westlichen Nordamerika machte, trafen sich die beiden im wilden Westen, der damals wirklich noch der wilde Westen war. Man kann sich denken, daß das immer höfliche Benehmen des deutschen Gelehrten in ziemlich starkem Gegensatz zu dem rauhen, groben Wesen der kalifornischen Goldgräber stand, und daß Whitney und seine wenigen geologischen Genossen die Ankunft eines so sympathischen, wissenschaftlichen Besuches sehr willkommen hießen. Die Bekanntschaft, ja Freundschaft, in Kalifornien begonnen, setzte sich in späteren Jahren fort. Während die beiden Forscher noch in San Francisco waren, hatte Whitney Gelegenheit, Richthofen dem amerikanischen Gesandten in China, Herrn Burlingame, vorzustellen und dadurch Richthofens Pläne für eine wissenschaftliche Reise in Asien wesentlich zu fördern. Der erste Bericht über die auf dieser wichtigen Reise gemachten Entdeckungen wurde gleichzeitig hier in Berlin in deutscher und durch Whitney in Boston in englischer Sprache veröffentlicht.

Nach dem Gesagten ist es leicht zu verstehen, daß sich Whitney, als er nach Harvard kam, in seinen Vorlesungen häufig auf den deutschen Forscher bezog, den er in Kalifornien kennen gelernt hatte. Aber nicht nur von Richthofen hörten wir Studenten, denn Whitney hatte von 1842 bis 1847 Europa bereist und hatte dort studiert, und zwar eine Zeitlang hier in Berlin, wo er die großen Geographen jener Zeit, Karl Ritter und Alexander von Humboldt traf, welche beide tiefen Eindruck auf den jungen amerikanischen Studenten gemacht zu haben scheinen. Auf diese Weise wurden sowohl die Namen von Ritter und Humboldt als von Richthofen denen vertraut, welche Whitneys Vorlesungen zu Harvard hörten.

Und als gälte es, die geographischen Beziehungen zwischen Berlin und Harvard aufrechtzuerhalten, die Richthofen und Whitney begannen, ehe einer von ihnen mit der Universität, der er soviel leistete, verbunden wurde, entwickelte sich meine Bekanntschaft mit Geheimrat Penck, während er damals noch in Wien war. Zu keinem europäischen Geographen sind meine Beziehungen so eng gewesen wie zu ihm, von dessen Pult aus ich in diesem Winter die Ehre haben werde zu lesen. Wir sind quer durch Kanada westlich und die Vereinigten Staaten östlich zusammen gereist; wir haben Bosnien, die Herzegowina und Dalmatien gemeinsam gesehen; wir sind in Mexiko und in Südafrika zusammen gewesen. Es ist an sich nützlich für einen Geographen, in vielen Ländern zu reisen, aber in Gesellschaft eines mitempfindenden Freundes ist es noch viel wertvoller. In der erhebenden Gegenwart mancher wunderbaren Landschaften haben wir unsere Probleme miteinander besprochen, heiteren Genuß mit ernster Arbeit verbindend, und konnten oft über Meinungsverschiedenheiten, die uns trennten, hinweg zu übereinstimmenden Ergebnissen gelangen, zum großen Vorteil für unsere Studien. Ich kann kaum sagen, wieviel mir unsere Bekanntschaft gewesen ist; denn welche Fortschritte wir in Amerika in andern Wissenschaften auch zu verzeichnen haben, die Geographie hat unter uns noch nicht allgemeine Anerkennung als Universitätslehrzweig gefunden, und in dieser Hinsicht sind wir noch immer gewöhnt, uns Anregung von Deutschland zu holen.

Trotzdem gibt es gewisse Züge, welche für die Geographie, und besonders für die physikalische Geographie der Länder, wie sie in den Vereinigten Staaten gefördert wurde, charakteristisch sind, und welche wir hauptsächlich der Arbeit unserer staatlichen geologischen Aufnahmen in den trockenen Gebieten der südwestlichen Staaten verdanken. Dort, wo Gebirge, Hochländer und Ebenen vor 40 Jahren fast unbekannt waren, wurden die Geologen physikalische Geographen, ihnen selbst zum Trotz, da die öde Oberfläche die Beziehung der Form zu der Struktur vermittelt, von der sie die Außenseite ist, und zu den Erosionskräften, durch die sie entstanden ist.

In diesem eigenartigen Gebiete unternahm der amerikanische Forscher Powell um 1870 seine abenteuerliche Bootsfahrt auf dem großen Canyon des Coloradoflusses. Powell war ein echt amerikanischer Geologe seiner Zeit, insofern sein erster Unterricht in wissenschaftlicher Hinsicht sehr beschränkt gewesen war, und er seine weitere Ausbildung durch eigene Erforschung unseres unbekannten Westens erlangt hatte. Doch wenn man nach dem Erfolg urteilen darf, so würde es scheinen, als hätte Powells Eigenart sich vorteilhaft entfaltet, aus Mangel an Bekanntschaft mit der Arbeit europäischer Gelehrter. Powells Berichte lehrten uns, und zwar zu einer Zeit, da die Entwicklung der Landformen wenig verstanden wurde, daß die Landformen hauptsächlich das Ergebnis zerstörender Vorgänge sind, die auf die Erdkruste einwirken, und dementsprechend, daß

man ihnen eine rationelle, erklärende, genetische Behandlung zuteil werden lassen müsse; daß die zerstörenden Vorgänge, und besonders die Flüsse, in ihrer Aufgabe der Landskulptur durch die Erosionsbasis bedingt werden, mit Rücksicht auf welche sie wirken; und daß, wenn diese Vorgänge lange genug andauern, sie endlich eine Landmasse, wie hoch sie auch ursprünglich gewesen sein mag, und wie widerstandsfähig ihre Gesteine sein mögen, zu einer niedrigen, ausdruckslosen Ebene abgetragen werden, die dem Meeresspiegel nahekommt.

Verallgemeinern wir Powells Werk, so ergibt sich, daß ein vollständiger Erosionszyklus — das heißt ein Zeitabschnitt von genügend langer Dauer, um irgendeinen gehobenen Teil der Erdrinde zu einem dem Meeresspiegel nahen Flachland abzutragen — wiederholt in der geologischen Geschichte stattgefunden hat. Und hierbei muß ein Zusatz von großem Wert gemacht werden, daß nämlich während eines normalen Erosionszyklus eine normale Reihe von Landformen in geregelter Aufeinanderfolge sich entwickeln muß. Der alten Form des abgetragenen Flachlandes muß eine reife Form von größerem Relief und von größerer Mannigfaltigkeit vorangegangen sein, und die reife Form muß einer jungen, weniger zerschnittenen Form gefolgt sein.

Auf Gilbert müssen wir als nächsten sehen, um einer vollen Analyse der Landformenentwicklung zu begegnen, welche auch ihrerseits auf Forschungen in den dürren, nackten Westländern basierte. Wie Powell war auch Gilbert mehr im freien Felde als auf der Universität ausgebildet worden. Seiner Anstellung bei der geologischen Landesaufnahme, wo sein Werk vor etwa 40 Jahren begann, ging keine Dissertation, gespickt mit Zitaten aus den Werken anderer, voran. Er war sozusagen Autodidakt. Während seiner Arbeiten im Westen verfaßte Gilbert seinen ersten Bericht über die Gebirgszüge des großen Beckens von Utah und Nevada. Was Kühnheit der Beobachtung, Eigenartigkeit der Behandlung und Neuheit der Ergebnisse anbetrifft, darf dieser Bericht als klassisch angesehen werden. Der Punkt, der uns im augenblicklichen Zusammenhang besonders interessiert, ist, daß Gilbert selbst mehr als Powell geologische Methoden in das Studium der Landformen einführte, und daß er seine geographischen Beschreibungen auf eine Erforschung der Beziehung zwischen dem Entwicklungsstadium der Oberflächenformen, der Natur der zerstörenden Vorgänge und der inneren Struktur der Erdmasse gründete.

Es wäre jedoch ein ernster Mißgriff meinerseits, wenn ich behaupten wollte, daß die Einführung geologischer Methoden in das Studium der Landformen allein in den Vereinigten Staaten geschehen wäre. Auch in Europa wurden zu derselben Zeit und in derselben Richtung Fortschritte gemacht, und es wäre interessant, wenn die Zeit es erlaubte, die beiden Fortschrittslinien miteinander zu vergleichen. Das ist heute natürlich unmöglich. Meine Absicht war nur, einige erwähnenswerte Studien amerika-

nischer Pioniere hervorzuheben, welche bei uns einer alten Wissenschaft eine neue Richtung gaben, und zu zeigen, wie unabhängig von europäischen Vorläufern sie waren, wie weit die günstige Gelegenheit eines unerforschten Wüstenlandes sie begeisterte, und wie sehr sie die Entwicklung einer amerikanischen Methode für die Behandlung der Landformen beeinflußten. So erwuchs eine Schule von Geographen, deren Grundsatz es war, alle Landformen dadurch zu beschreiben, daß sie sie erklärten. Allerdings war man längst gewöhnt, erklärende Beschreibungen gewisser leicht verständlicher Formen zu geben, wie flacher Deltas und enger Schluchten, aber bei der systematisch erklärenden Beschreibungsweise erkannte man, daß, wie alle Landformen durch die gesetzmäßige Wirksamkeit lang andauernder Vorgänge hervorgebracht worden sind, alle Landformen, seien sie einfach, seien sie verwickelt, nicht besser beschrieben werden können, als wenn man auf ihren Ursprung zurückgeht.

Auf eine Eigentümlichkeit dieser Methode möchte ich besonderen Nachdruck legen, weil sie manchmal übersehen oder mißverstanden ist: sie fügt nämlich der Geographie, soweit die Landformen in Betracht kommen, eine deduktive Seite hinzu, die eine wesentliche Ergänzung ihrer beobachtenden, induktiven Seite ist: — wesentlich, weil man keine genügende Erklärung der gegenwärtigen Landformen als Ergebnis vergangener Vorgänge ohne die Anwendung der Deduktion geben kann.

Noch eine andere Eigentümlichkeit der erklärenden Methode gibt es, die eine genaue Feststellung erfordert: nämlich, daß wirkliche Landformen unter Bezeichnungen gedachter Landformen beschrieben werden müssen. Es ist dies zwar nur eine natürliche Erweiterung der Methode, mit welcher jeder junge Schüler seine Geographiestudien anfängt. Hügel, Tal, Fluß, Bucht: diese elementaren Bezeichnungen sind alle mit geistigen Vorstellungen verwandt. Das Neue, worauf ich hier die Aufmerksamkeit lenken möchte, ist die Notwendigkeit einer sorgfältigen Erweiterung des Bestandes geistig erfaßter Formen, so daß ihre Mannigfaltigkeit wenn möglich der Mannigfaltigkeit der wirklichen Formen gleichkommen kann, mindestens insoweit, wie wirkliche Formen mit Worten beschrieben werden können: und zur Entwicklung dieses größeren geistigen Bestandes normaler, gedachter Formen wird der Deduktionsprozeß vielfach angewandt.

Mit dem allgemeinen systematischen Schema von innerer Struktur, äußeren Vorgängen und Entwicklungsstadium der hervorgebrachten Formen als Grundsatz müssen wir sozusagen den draußen liegenden Tatsachen einstweilig den Rücken kehren; wir wollen selbst die Augen gegen sie schließen, um unsere Einbildungskraft ganz frei, ohne Ablenkung, schaffen und die verschiedensten Arten gedachter Formen ableiten zu lassen. Ist es nicht klar, daß die gedachte Wirkung verschiedenartiger Vorgänge auf verschiedenartige Strukturen bis zu jedem möglichen Stadium der Formenentwicklung eine große Mannigfaltigkeit von gedachten Landformen hervorbringen muß? Ist es nicht ebenfalls klar, daß in dem Verhältnis

zu Sorgfalt und Genauigkeit, mit dem die gedachten Formen erfaßt und in ein System gebracht werden, der Geograph imstande sein wird, genaue erklärende Beschreibungen der wirklichen Formen, die er beobachtet, zu geben? Und ist es nicht wieder klar, daß, mit einer vernünftigen Terminologie, welche die systematische Ordnung all dieser gedachten Formen umfaßt, der Geograph eine viel genauere und viel verständlichere Beschreibung der wirklichen Formen geben kann, als wenn er sie nur in einer beschränkten, empirischen Terminologie oder in einer unvollkommenen, erklärenden Terminologie gibt?

Legt man aber solches Gewicht auf die deduktive Seite der Geographie, so mag man auch einige Einwände gegen die erklärende Methode ins Gedächtnis rufen, denn es unterliegt keinem Zweifel, daß die Anwendung der deduktiven Methode in der Geographie zu Irrtümern führen kann. Es ist selbstverständlich, daß wir immer, soweit wie möglich, die gedachten Formen dadurch prüfen müssen, daß wir sie mit entsprechenden Tatsachen vergleichen. Denken Sie nicht etwa, weil ich vorschlug, bildlich während der Ableitung von gedachten Formen die Augen zu schließen, daß dies die ständige Bedingung für den praktischen Geographen sein soll! Neben der Deduktion sollen bei jeder nur möglichen Gelegenheit Beobachtungen gemacht werden. Nach dem, was ich schon über meine Reise in Gesellschaft von Geheimrat Penck erzählt habe, — und ich könnte dem noch Berichte von anderen Reisen in vielen Teilen Europas und der Vereinigten Staaten, in Japan, Indien, Turkestan und im südlichen Südamerika hinzufügen —, bitte ich Sie, mir nicht vorzuwerfen, daß ich es versäumt habe, das Studium im Freien mit offenen Augen zu üben und anzuraten.

Was ich durch den Hinweis auf die Notwendigkeit ausgedehnter Deduktionen als eines wesentlichen Teiles der geographischen Ausbildung klarzustellen wünsche, ist, daß man der deduktiven Phase der Arbeit eine ebenso sorgfältige und gewissenhafte Aufmerksamkeit zuwenden muß als der beobachtenden. Ich betone daher, daß der alte Rat an junge Studenten: »Geh und sieh!« umgewandelt werden muß in: »Sieh und denke!«

Mir eröffnet sich eine schöne Gelegenheit, indem mir gestattet wird, mit den jungen Geographen dieser Universität zu reden; ihnen von den wirklichen Weltteilen, die ich mit leiblichen Augen gesehen habe, und von den gedachten Landformen, die ich mit geistigen Augen gesehen habe, Vorstellungen geben zu können, mit ihnen den Versuch der erklärenden Beschreibung von Landformen zu machen, und vor allem sie persönlich kennen zu lernen und so einen Vorbegriff zu erlangen von dem, was Jungdeutschland in der geographischen Welt zu tun gedenkt.

Das freundliche Entgegenkommen, das ich heute hier gefunden habe, wird mich bei meiner Tätigkeit im kommenden Winter aufs beste ermutigen und fördern.

INHALTSVERZEICHNIS.

I. KAPITEL

DAS WESEN DER GEOGRAPHIE

Einleitende Bemerkungen: eine geographische Exkursion in Italien und Frankreich. Im Juni und Juli 1908 konnte ich einen lange gehegten Plan verwirklichen, nämlich eine geographische Exkursion durch Norditalien und den südöstlichen Teil Frankreichs unternehmen, und zwar in sehr angenehmer Gesellschaft und mit einem nach drei Gesichtspunkten hin recht zufriedenstellenden Erfolge. Zunächst war es mein Wunsch, eine Anzahl interessanter geographischer Formen von neuem zu studieren, aber diesmal mit größerer Genauigkeit, als es gelegentlich eines eiligen Besuches im Jahre 1899 möglich war. In dieser Hinsicht wurde ich vollkommen befriedigt durch Studien in der zerschnittenen Küstenebene längs des adriatischen Randes des nordöstlichen Apennins, des vertieften Tales des Lamone an derselben Seite des Gebirges weiter in Nordwesten, der Becken von Florenz und von Val d'Arno, der einfach gestalteten Küste in der Nähe von Pisa, der komplizierter gebauten bei Genua, des Tanaroknies bei Brà, der übertieften Täler der Alpen, in deren unteren Teilen die herrlichen Seen, der Lago di Como und der Lago Maggiore, liegen; ferner durch Untersuchung der großen Moränen bei Ivrea, verschiedener glazialer Formen in dem Isèrebecken, des zerschnittenen Abhangs der Cevennen und der vulkanischen Erscheinungen rings um Le Puy-en-Velay. Wenn man nur sieben Wochen einem so reichen Programm widmen kann, so lassen sich natürlicherweise keine vollständigen Studien an auch nur einer der erwähnten Örtlichkeiten anstellen. Trotzdem boten die meisten der ausgewählten Gebiete — die obige Liste schließt nicht alle in sich ein — so charakteristische Züge, daß unsere Arbeiten trotz ihrer Unvollständigkeit höchst ergiebig und anregend waren. In der Erinnerung an die landschaftlichen Reize wie an die erhebenden Probleme denken wir auch mit dankbaren Gefühlen an die Förderung unserer Arbeit

durch die Beamten des italienischen Kriegsministeriums, von dem wir, durch die Hand des amerikanischen Gesandten, die Erlaubnis zur Fortsetzung unserer Studien selbst in befestigten Gebieten und längs der Grenze erhielten; und wir vergessen auch nicht den liebenswürdigen Empfang und die Gastfreundschaft seitens des Reale Uffizio Geologico zu Rom und des Istituto Geografico Militare in Florenz, wo uns viele Karten zur Verfügung gestellt wurden, seitens der Professoren der Universitäten Genua und Grenoble, und der Landleute in den Dörfern, auf den Wegen und in den Bergen.

Ein weiterer Zweck der Exkursion war, auf neuem Boden den Wert einer originellen Methode für die Beschreibung der Landformen zu prüfen, einer Methode, die wir mit Struktur, Vorgang und Stadium bezeichnen werden, und die Beschreibung durch Erklärung versucht. Jedes Gebiet mußte angesehen werden als eine feste Masse, die sich aus verschiedenen geologischen Strukturen aufbaut, in einer gewissen Höhe hinsichtlich der Erosionsbasis steht, und unter der Einwirkung gewisser Erosionsvorgänge zu einem bestimmten Stadium morphologischer Entwicklung vorgeschritten ist. Jede einzelne Form mußte daher systematisch in Beziehung gebracht werden zur Struktur, deren Oberfläche sie darstellt, zum Vorgang, durch den sie ausgearbeitet ist, und zum Entwicklungsstadium, in dem sie sich hinsichtlich der ganzen Formenfolge, welche sie bei vollkommener und ungestörter Erosion zu durchlaufen hatte, befindet.

Da die vorgeschlagene Methode meine eigene ist, so wäre es erklärlich, wenn ich ihr während der Exkursion eine ungebührlich günstige Beurteilung geschenkt hätte. Um mich nun gegen ein Übermaß von Vorurteilen zu wahren, fiel es mir vor meiner Abreise aus den Vereinigten Staaten ein, an einige mir bekannte Geographen in Europa und Amerika ein Zirkular zu richten, wodurch ich sie, oder einige ihrer vorgeschritteneren Studenten, die sie bestimmen möchten, einlud, mich auf dieser Exkursion zu begleiten, und mir so die Anwesenheit einer Anzahl vorurteilsfreier Geographen zu sichern, die als unparteiische Beurteiler der vorgeschlagenen Methode gelten konnten, indem sie sie an neuen Landschaften erprobten. Dieser Versuch war ganz besonders erfolgreich, und würde es noch mehr gewesen sein, wenn die Exkursion nicht in eine Zeit gefallen wäre, wo die Universitätspflichten mehrere, die gern mitgekommen wären,

zu Hause gehalten hätten. Etwa fünfzehn folgten mir längere oder kürzere Zeit, andere nur wenige Tage auf einzelnen Abschnitten unseres Weges. Die, welche länger bei mir ausharrten, waren sowohl Universitätslehrer von Paris, Lyon, Marburg, Genua, Cincinnati, North Carolina, Michigan und Williamstown, als auch Studenten oder Doktoranden der Universitäten Berlin, Wien, Lille, Bern und Sydney, während unter den vorübergehenden Teilnehmern Lehrer oder Studenten der Universitäten Grenoble, Genua, Fribourg und Harvard, des Lyceums zu Oran, und der Normalschulen zu Salem, Mass., und zu Cheney, Wash., waren. Ich brauche wohl nicht zu sagen, daß wir bei einer so bunten Schar den Vorteil hatten, unsere Probleme von verschiedenen Gesichtspunkten aus betrachten zu können, und daher erfuhr die Methode von Struktur, Vorgang und Stadium eine gründliche Prüfung, da sie eben ganz verschieden geschulten Geographen vorgeführt wurde. Auf diese Weise wurde der dritte Zweck der Exkursion in äußerst befriedigender Weise verwirklicht.

Die Ausflüge waren doppelt interessant, weil an jedem Orte das Experiment versucht wurde, das, was wir sahen, nach dem eben angedeuteten Plan zu beschreiben. So erkannten wir das Lamonetal als ein kaum reifes Tal von geringem Relief, das im Boden eines spät reifen Tales größeren Reliefs ausgegraben ist, und diese Züge waren so typisch entwickelt, daß sie als normales Beispiel einer Talentwicklung in zwei Erosionszyklen gelten konnten. Die Küstenebene an der adriatischen Abdachung längs der Apenninen südöstlich von Ancona macht geradezu den Eindruck, als ob sie das Ideal einer spät reifen Zerschneidung sei: so breit sind ihre Haupttäler geöffnet, so fein sind die Nebentäler zu sanftem Gefälle ausgeglichen, so gleichmäßig ist der Küstenrand durch die Meereserosion zu Kliffs in einer schnurgeraden Linie zurückgeschnitten. Ebenso waren die Becken von Florenz und Val d'Arno ausgezeichnete Beispiele ihrer Art: die Oberfläche der einen Ebene ist der Basis des Flußauslasses in dem engen Einschnitt der umgebenden Berge schön angepaßt, und daher ist sie nicht zerschnitten; in dem anderen Becken dagegen liegt der Ausflußeinschnitt 100 m oder mehr unter der Ebene des Beckens, weshalb deren Oberfläche stark und reif zerschnitten ist (Fig. 1). Der Gegensatz zwischen den beiden Becken gewährt eine vorzügliche Gelegenheit für die Anwendung einer Beschreibung mittelst Erklärung.

In dieser Weise könnte ich mit Beobachtungen an anderen Örtlichkeiten fortfahren. Man kann sich kaum einen besseren Fall einer Flußablenkung vorstellen als das Tanaroknie bei Brà in der Poebene. Wir erklommen einen alten Turm auf einem nahen Hügel und erfreuten unsere Augen an dem herrlichen Ausblick, doppelt herrlich, weil er von solcher Bedeutung war.

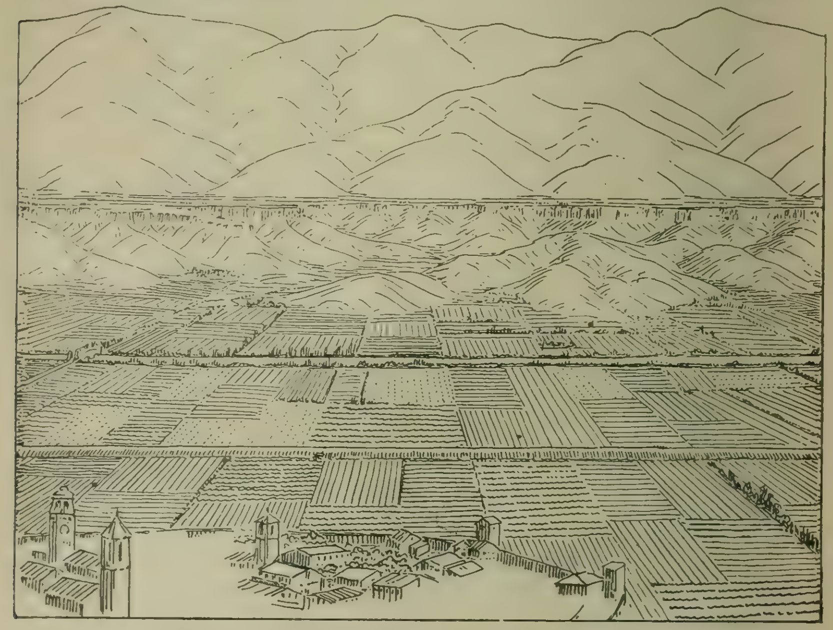


Fig. 1. Der Val d'Arno bei Figline, Italien, gegen Nordosten.

Wir wanderten langsam, um Zeit zu gewinnen für die Entwicklung einer zweckentsprechenden Terminologie zur Beschreibung der Flußablenkungen im allgemeinen und für die Zeichnung einer Reihe von typischen Diagrammen, mit denen die Anordnung der wesentlichen Züge solcher Ablenkungen zu veranschaulichen wäre. Daher waren die zwei halben Tage, die wir in dem sonst nicht gerade anziehenden Städchen Brà verlebten, eine schöne Episode. Unterhaltender noch gestalteten sich jene Tage, die wir in der Nähe von Genua (Fig. 2) an der italienischen Riviera zubrachten, wo das Problem der Entwicklung und der Beschreibung gebirgiger Küstenformen unsere Aufmerksamkeit fesselte. Man mutet der Darstellungskunst viel zu, wenn sie in Worten ein anschauliches Bild einer gebirgigen Küste geben soll. Wir werden später in diesen Vorlesungen mehr davon

erfahren, wenn die Küsten- und andere Landformen besprochen werden, denn ich möchte möglichst viele Beispiele von dieser italienischen Exkursion zur Illustrierung heranziehen. Die Formen der italienischen Seen, wo wir uns eine ganze Woche aufhielten, werden in den Vorlesungen über die Skulptur der Gebirge durch die Gletscher, deren großer Einfluß erst seit wenigen Jahren erkannt worden ist, beschrieben werden. Die Bedeutung der Moränen für die Landschaft wird an der Hand der Moränen zu Ivrea illustriert werden, welche, soviel ich weiß, die schönsten und vielleicht die großartigsten Beispiele ihrer Art auf der Welt sind. Die erneute Zerschneidung eines abgetragenen und wieder gehobenen Gebirges wird bei der Darstellung der Cevennen geschildert werden, und alle diese Formen werde ich nach der Methode der erklärenden Beschreibung behandeln.



Fig. 2.
Die Riviera di Levante südöstlich von Genua, gegen Südosten.

Da die erklärende Methode der Beschreibung der Landformen die Grundlage dieser Vorlesungen bilden wird, so wollen wir jetzt nicht weiter auf sie eingehen; sie wird allmählich im Laufe der Vorlesungen entwickelt werden. Aber das eine mag schon im voraus gesagt werden, daß die Anwendung der Methode auf die verschiedenen, oben angedeuteten Gebiete mir höchst förderlich schien, und daher dürfte sie fortgesetzter Versuche wert sein. Es wäre nicht angemessen, wenn ich meine Gefährten zu weiterer Annahme der vorgeschlagenen Methode, als sie es selbst in ihren Berichten dartun können, veranlaßte. Nichtsdestoweniger hat mich die allgemeine günstige Aufnahme, die ihr zuteil wurde, sehr dazu ermutigt, beharrlich in ihrem weiteren Ausbau fortzufahren, so wie ich es in diesem Winter zu tun beabsichtige, in der Hoffnung auf ihre Anwendung seitens meiner Hörer, sei es nun während ihrer Studien unter meiner

Leitung, oder besser noch, im Verlaufe ihrer eigenen späteren Untersuchungen.

Ich kann jedoch diesen Bericht über die Exkursion nicht schließen, ohne meine herzliche Anerkennung für den guten Willen auszusprechen, der mir von den mich begleitenden Teilnehmern entgegengebracht worden ist. Trotz ihrer großen Verschiedenheit in der Art des Denkens und der Sprache — französisch, deutsch, italienisch und englisch, diese vier Sprachen wurden bei unseren täglichen Besprechungen geredet —, arbeiteten doch alle sehr harmonisch zusammen und ertrugen ohne Murren die nicht seltenen Unannehmlichkeiten und Beschwerden der Reise. Die auf der Exkursion gemachten Bekanntschaften werden lange aufrecht erhalten und geschätzt werden; denn unter welchen Bedingungen könnten wohl angenehmere Freundschaften geschlossen werden, als wenn Menschen von gleichem Geschmack zusammenkommen, um ihre gemeinsamen Studien in einem hierfür günstigen Felde zu fördern! Obgleich ich oft, besonders am Ende unserer sieben Wochen, durch das ständige Umherreisen sehr abgespannt war, so werden mir doch stets die vielen angenehmen und nützlichen Erfahrungen eine freudige Erinnerung bleiben.

Indem ich mich nun von dieser konkreten Erzählung abwende, mag es mir gestattet sein, eine Anzahl allgemeiner Grundsätze aufzustellen, von denen einige meinen Hörern allerdings zweifellos bekannt sein werden; aber alle zusammen werden dazu dienen, den Standpunkt zu erklären, den ich bei der Behandlung unseres Stoffes, nämlich der systematischen Beschreibung der Landformen, einzunehmen wünsche.

Vergangenheit und Gegenwart. Seitdem sich überhaupt die Erde um ihre Achse dreht und um die Sonne bewegt, hat es immer ein Heute gegeben, und eine Reihe solcher Heute hat stets eine gegenwärtige Epoche ausgemacht. Die Bewohner der Erde in irgendeiner dieser Epochen haben von einer Vergangenheit und Zukunft sprechen können, wenn man überhaupt von damals sprechenden Bewohnern reden kann. Während der meisten dieser Epochen waren regelmäßige geographische Züge und geregelte Vorgänge, wie jetzt, zu erkennen: Es gab Festländer und Meere, Berge und Ebenen, Hügel und Täler. Landschaften jener vergangenen Zeiten könnten mit vielen heutigen Landschaften verglichen werden; wenn die früheren Landschaften

nicht von Menschen bewohnt waren, so könnten sie gewissen heutigen Gegenden gegenübergestellt werden, in denen kaum eine Spur menschlicher Ansiedelung zu finden ist.

Es hat mehr als ein Jahrhundert gekostet, bis man zu dieser einfachen und natürlichen Ansicht über die Vergangenheit gelangte. Wer sich früher mit dem Studium der Erdkunde abgab, war einmal so gehemmt durch religiöse Vorurteile hinsichtlich der Dauer des Bestehens der Welt, und andererseits durch die Zahl und Verwickelung der in den Gesteinen der Erdrinde sich kundgebenden Ereignisse so stark beeinflußt, daß es nur natürlich war, wenn man auf die Vergangenheit als auf eine Zeit raschester Veränderungen und Kataklysmen, wie solche jetzt nicht mehr vorkommen, blickte. Ganz langsam ist man zu der Erkenntnis gekommen, daß dem Zeugnis der Felsen nicht widersprochen werden kann, daß die Erde unendlich alt ist, und daß sich die Tätigkeit der Erde, ohne plötzliche zerstörende Sintfluten und ohne träge Pausen, durch viele Zeitalter hindurch fortgesetzt hat, ziemlich in dem gleichen Schritt wie vor unseren Augen. Jetzt sind die Studierenden glücklich daran, indem sie das Studium der Geographie ergreifen können, ohne durch eine voreingenommene Meinung in bezug auf die Vergangenheit beengt zu sein. Man kann das Studium der Geographie mit der Idee beginnen, daß die Geographie nur ein einziges Heute in der langen Folge von Heuten ist, durch welches die anfanglose Vergangenheit in eine endlose Zukunft hinüberschreitet.

Geologie und Geographie. Die Summe aller aufeinanderfolgenden Gegenwarten der Vergangenheit, die in der heutigen Gegenwart gipfeln, macht die historische Geologie aus. Die Geologen streben danach, die Summe zu vervollständigen, welche die Zustände aller Zeitalter wieder in sich enthält. Der Geologe schenkt manchmal den anorganischen und organischen Zuständen besondere Beachtung, die in einem bestimmten Zeitalter vorhanden waren, und wird damit zum Paläogeographen. Aber es ist selten möglich, ein getreues Bild der Landschaften der Vergangenheit wieder hervorzuzaubern, so sicher wir auch ihrer einstigen Existenz sein mögen. Insoweit wie alte Landschaften in Frage kommen, sind sie der Regel nach unter späteren Ablagerungen begraben oder durch die Erosion vernichtet worden und darum nur ausnahmsweise der Beobachtung zugänglich. Es ist in der Hauptsache nicht das Land, sondern

der Meeresboden, der uns die Vergangenheit in den Ablagerungen geschichteter Gesteine aufbewahrt hat. Aber selbst in den Meeresablagerungen verbirgt eine Schicht die andere; häufig sehen wir nicht mehr als einige Quadratmeter der Oberfläche einer Schicht, während sie sich vielleicht über viele Quadratkilometer hin erstreckt. Wie unvollkommen muß unsere Wiederherstellung der vergangenen Geschichte der Erde da ausfallen! Überdies ist der Geologe so sehr daran gewöhnt, sich mit einer Reihe von Ereignissen während großer Zeitabschnitte zu befassen, die sich ihm in den im Querschnitt bloßgelegten Felsmassen darbieten, daß er es fast immer mit Ereignissen in ihrer zeitlichen Aufeinanderfolge zu tun hat, und er damit in Wirklichkeit ein Historiker wird. Selbst wenn die Geologie nur als das Studium der Erdrinde bezeichnet wurde, so erklärte der Geologe die Zusammensetzung der Erdrinde durch Bezeichnungen früherer Vorgänge und ordnete diese Vorgänge der Zeitfolge nach ein, so gut er es konnte. Seine Erfolge sind so glänzende gewesen, daß sich seine Wissenschaft wirklich zu einer Erdgeschichte entwickelt hat. Doch die geologischen Urkunden sind noch so unvollkommen und so viele Teile so unzugänglich, weil sie zu tief liegen oder völlig vernichtet worden sind, daß die Geologen nicht hoffen dürfen, mehr als nur recht unvollkommene Bilder der Erdgeschichte geben zu können. Selbst da, wo das Gestein sehr gut zutage tritt, sehen wir wenig mehr als die Ränder der Schichten, und zu denken, daß wir von einem so unvollständigen Bilde aus die Geschichte der Erde wieder zurückrufen können, erinnert lebhaft an den Versuch, den Inhalt eines alten, zerrissenen Buches anzugeben, das geschlossen ist, so daß man nur die Ränder einiger seiner Blätter sehen kann. Und in dieser Unvollständigkeit des Wissens hinsichtlich der Vergangenheit im Gegensatz zu der relativ vollständigen Kenntnis, die man von der Gegenwart erlangen kann, beruht viel mehr als in irgendeinem wesentlichen Unterschied zwischen Vergangenheit und Gegenwart der Hauptgegensatz von Geologie und Geographie. Der Inhalt der beiden Wissenschaften ist in vieler Hinsicht der gleiche. Daher dürfen wir sagen, daß Geographie nur die einstweilige Geologie der gegenwärtigen Epoche ist, und es ist ein großes Unglück für unsere Wissenschaft, daß die Interessengemeinschaft zwischen Geologie als einem Ganzen und jenem modernen Teil des Ganzen, den

wir Geographie nennen, nicht früher und allgemeiner erkannt wurde.

Erde und Leben. Wer die Geographie nur von dem Standpunkt des Studiums der Erde als der Wohnstätte des Menschen aus ansieht, könnte gegen das eben Gesagte Einwände erheben und behaupten, daß das Vorhandensein des Menschen der heutigen Erdgeschichte ein durchaus anderes Gepräge gebe, als es irgendeine frühere Zeit gehabt habe. Dem kann ich jedoch nicht beistimmen. Wir wollen die große Wichtigkeit der Erforschung des Menschen durch den Menschen unbedingt anerkennen, wir wollen all das Großartige würdigen, was den Menschen von allen übrigen Geschöpfen scheidet. Nichtsdestoweniger lassen Sie uns gleichzeitig nicht vergessen, daß diese Unterschiede das Produkt nur weniger Jahrtausende sind, von 20, 30 oder 40 Jahrtausenden vielleicht, und daß sie während dieser wenigen Jahrtausende bemerkenswerterweise nur auf beschränkten Landgebieten zutage getreten sind.

Wir wollen auch bedenken, daß lange Zeit hindurch seit dem Auftreten des Menschen die menschliche Lebensweise überaus primitiv war, wie sie in einigen Teilen der Welt jetzt noch so einfach ist, daß die Menschen in der Geographie eher neben die Tiere des Feldes, die Vögel in der Luft oder die Fische im Wasser gestellt werden könnten, als in eine vollständig gesonderte und unabhängige Kategorie. Nicht nur die Menschen bauen Häuser. So habe ich z. B. Zuluhütten im afrikanischen Veldt gesehen, die eine nicht viel bessere Bauweise, eine kaum größere Abweichung von traditioneller Gewohnheit zeigten, als die Hütten der Biber in den Tälern der Rocky Mountains. In beiden Fällen sind die Baumaterialien rein lokalen Ursprungs, in beiden müssen die Bewohner in ihre Hütten auf allen Vieren hineinkriechen. Ich habe Pfade gesehen, die Horden wilder Pferde sich zu den wenigen Wüstenquellen von Arizona und Utah getreten, und Pfade, die Ameisen in Süd-Amerika auf ihrem Wege nach Nahrung sich geschaffen haben, welche ungefähr so gut — gut im Sinne von zweckdienlich — waren wie die alten, seit lange begangenen Pfade, die in Italien und Spanien von Dorf zu Dorf führen. Gibt es darum einesteils große Unterschiede zwischen den Menschen und der übrigen organischen Natur, so sind doch auch ebenso wunderbare Ähnlichkeiten vorhanden, und die alte Begriffsbestimmung der Geographie als

der Wissenschaft von der „Erforschung der Erde als Wohnstätte des Menschen“ muß erweitert werden zu einer „Erforschung der Erde als Wohnstätte des Lebens“. So verstanden, dürfen wir an der Einheitlichkeit der Gegenwart und der Vergangenheit festhalten. Dann dürfen wir die Geologie eine lange Aufeinanderfolge von Geographien nennen, deren Elemente in stets neuen Verbindungen immer wiederkehren. Dann dürfen wir die wesentliche Ähnlichkeit der vergangenen Epochen mit der heutigen betonen, besonders was die Art und Weise der verschiedenen, die Erdrinde umformenden Bewegungen betrifft, die Hebungen und Verbiegungen, Brüche und Senkungen, und die mannigfaltige Erosionstätigkeit von Regen, Flüssen, Eis, Wind und Meer. Auch zeigt sich die Analogie der vergangenen Epochen und unserer eigenen in der Langsamkeit, mit der sich die Veränderungen vollziehen, und infolgedessen in der fortwährenden Aufrechterhaltung fein angepaßter Beziehungen zwischen anorganischer Umgebung und umgebenem Organismus. Die Langsamkeit, mit der die Veränderungen stattfinden, ist so außerordentlich, daß die Aussicht auf eine Landschaft irgendeiner längst verflossenen Zeit, selbst durch Jahre und Jahre hindurch, immer eine feststehende gewesen ist, so wie wir das bei unseren Landschaften auch heute finden, und nicht etwa eine kinematographische Folge wechselnder Szenen, wie sie sich beim Studium der Geologie fast unvermeidlich aufdrängt.

Es ist nicht leicht, sich das langsame Vorübergehen vergangener geologischer Ereignisse vorzustellen, und die Schwierigkeit ist ähnlich der, die wir empfinden, wenn wir den langsamen Gang der früheren Jahrhunderte der menschlichen Geschichte in uns aufnehmen wollen. Nur eine oder zwei Seiten mögen auf die Ereignisse während der Regierung eines alten Königs verwandt sein, besonders in jenen Büchern, die wir zuerst benutzen, und aus denen wir die lange nachwirkenden, ersten Eindrücke der Geschichte gewinnen. Wie können wir da wohl dem Gefühl entrinnen, daß von den Geschehnissen jener Tage eines das andere verdrängte, wie die Telegraphenstangen, die sich zu berühren scheinen, wenn wir auf eine lange, gerade Eisenbahnstrecke zurückblicken, obgleich wir sehr wohl wissen, daß sie ebensoweit voneinander entfernt sind wie die, welche neben uns stehen! Die scheinbare Zusammenpressung geologischer Ereignisse in einen kurzen Zeitraum ist ein Eindruck, der

eben noch schwerer zu vermeiden ist, aber er muß vermieden werden, wenn man eine richtige Vorstellung von der Erdgeschichte erhalten will. Die Vergangenheit ist so gemächlich gewesen wie die Gegenwart, Veränderungen haben stattgefunden wie heutzutage unter unseren Augen. Es haben sich also die entsprechenden Organismen sehr oft ihren neuen Bedingungen fast ebensoschnell angepaßt, wie diese neuen Bedingungen entstanden sind. Der Gegensatz zwischen Geologie und Geographie liegt daher nicht im Stoff; es gibt aber einen Gegensatz in der Methode der Behandlung dieser zwei Naturwissenschaften, der aus ihrem Verhältnis zur Vergangenheit und zur Gegenwart entspringt, und hierzu wollen wir uns zunächst wenden.

Beobachtungen und Vermutungen. Es liegt in der Natur der Sache, daß der Geologe, während er die Ereignisse der Vergangenheit an der Hand der Strukturverhältnisse der Gegenwart wieder herzustellen sucht, ganz unvermeidlich von dem Feld der Beobachtungen auf das der Vermutungen gerät. Und ich glaube, es ist nicht übertrieben, wenn man sagt, daß 90 %, vielleicht sogar 95 % der Angaben in den Lehrbüchern der historischen Geologie eher die Resultate von Vermutungen als von Beobachtungen sind. Der Geograph behandelt dagegen die Tatsachen der Gegenwart. Diese liegen klar vor unseren Augen, und daraus entstand die Vorstellung, daß jeder sie sich zu eigen machen könne, bloß dadurch, daß er von Ort zu Ort reist. Hier besteht in der Tat ein großer Gegensatz zwischen Geologie und Geographie. Der Inhalt der Geographie ist direkt sichtbar, der der Geologie muß größtenteils durch Vermutungen erschlossen werden. Der Geograph, besonders der der älteren Schule, gab sich damit zufrieden, nur Reisender zu sein: er glaubte, er brauche nur zu beobachten. Dagegen mußte der Geologe, besonders in einer wissenschaftlich noch weniger fortgeschrittenen Zeit, mit so vielen Vermutungen rechnen, daß er häufig seine Pflicht als Beobachter geradezu vernachlässigte. Mißverstehen Sie mich nicht dahin, als beabsichtigte ich, eine irgendwie ungünstige Kritik über die Geologie zu fällen. Wenn meine Worte Unzufriedenheit erkennen lassen, so gilt das mehr solchen Geographen der älteren Schule, die sich einbildeten, ihr Studium habe es nur mit dem Heute zu tun, das sich beobachten läßt, als den kühnen Geologen, die sich so tapfer in die Tiefe der unsichtbaren Vergangenheit gestürzt haben. Auch ist der Gegen-

satz der beiden Naturwissenschaften nicht so stark, als man auf den ersten Blick denken könnte. Sowohl die Geographie als die Geologie hat es mit dem Vergangenen zu tun, und Geographen sowohl wie Geologen müssen lernen, aus Vermutungen Schlüsse zu ziehen.

Der Grund hierfür ergibt sich von selbst. Die heutigen Landschaften mit ihrem Gemisch anorganischer Formen und organischer Bewohner sind keine neuen, unabhängigen Schöpfungen. Sie sind nichts als Augenblicksphasen ewig dauernder, ewig sich verändernder Landschaften. Sie sind in jeder Hinsicht so natürliche Ergebnisse des Vergangenen, daß sie zu erforschen, als ob sie bloß in der Gegenwart wurzelten, völlig unangebracht ist, nicht allein, weil es unvollständig, sondern auch weil es unwahr wäre. Nicht nur ähnelt das Gegenwärtige dem Vergangenen, es ist vielmehr auch durch viele Fäden mit ihm verknüpft. Es ist ein grober Mißgriff, das, was wir augenblicklich finden, als bloß durch sich selbst und für sich selbst bestehend zu beschreiben. Lassen Sie uns diesen wichtigen Grundsatz eingehender dadurch beleuchten, daß wir uns mit den Methoden zweier verschiedener geographischer Schulen beschäftigen.

Empirische und erklärende Geographie. Der Geograph muß ein lebendiges Bild der verschiedenen heutigen Landschaften der Erde zu gewinnen suchen, um sie seinen Hörern und Lesern weitergeben zu können. Er muß lernen, „die dingliche Erfüllung der Erdräume"[1] mit allen ihren Elementen in ihrem natürlichen Zusammenhang richtig zu beschreiben. Zwei Methoden gibt es, denen er folgen kann. In der einen Methode — wir nennen sie die empirische — sucht er unmittelbar eine Beschreibung der beobachteten Dinge, wie er sie sieht, zu liefern; jedes Element der Landschaft wird für sich gesondert behandelt und in keinerlei Beziehung zu hypothetischen Erklärungen gebracht. Bei der anderen Methode — der sogenannten erklärenden — versucht der Geograph die genetische Erklärung der Dinge, indem er jedes Element der Landschaft sowohl in Beziehung zu dessen Mitelementen und zu dessen eigener Vergangenheit, als in seiner Herrschaft über andere Elemente oder in seiner Abhängigkeit von diesen darstellt. Studiert der Leser ein Buch der empirischen Richtung, so erhält er den zu einfachen Eindruck, daß die verschiedenen Elemente einer Landschaft kein

Erbteil von der Vergangenheit besitzen und in keinem ursächlichen Zusammenhange untereinander stehen. Nimmt er dagegen eines der erklärenden Schule zur Hand, so gewinnt er die Vorstellung, daß alle Elemente einer Landschaft die Nachkommen einer langen Reihe von Vorfahren sind, und daß auf ihrem Wege aus der Vergangenheit zur Gegenwart alle Elemente sich immer wieder und wieder so innig beeinflußt haben, daß sie heute in nahe Verbindung zueinander treten — wie sie immer verbunden gewesen sind — und zwar in gegenseitiger Anpassung. Gerade die Beziehungen, welche die Elemente einer Landschaft untereinander und mit der Vergangenheit verknüpfen, sind deren wahrhaft wesentliche Teile, ohne die ein richtiges Verständnis nicht möglich ist.

Die Verwandtschaften, in welchen die verschiedenen Elemente zueinander und zur Vergangenheit stehen, haben noch einen weiteren Wert: sie sind interessant, sie nehmen unsere Aufmerksamkeit in Anspruch und bleiben im Gedächtnis. Denn es ist klar, daß eine einzelne Tatsache, wenn sie völlig unverbunden dasteht, bald vergessen wird, während mehrere Tatsachen, rationell verknüpft, länger im Gedächtnis bewahrt werden. Durch die gegenseitigen Wechselbeziehungen haften die geographischen Tatsachen aneinander, wie die Widerhaken einer Pfeilspitze in dem Fleisch, in das sie eingedrungen sind, während eine isolierte Tatsache gleichsam ein stumpfer Pfeil ohne Widerhaken ist und keinen tiefen Eindruck hinterläßt.

Wie oft hat man von der Geographie als von einer törichten Wissenschaft reden hören! Und es läßt sich wirklich nicht leugnen, daß die Erdkunde, wie sie manchmal betrieben worden ist, keinen besseren Namen verdient. Hier gebe ich zum Beispiel einen Auszug aus einem Buch über physikalische Geographie, welches Erfolg gehabt haben muß, da es vierzehn Auflagen erlebt hat!

„Der Dnjestr ist ein Strom, der in den Karpathen entspringt und nach einem Laufe von 400 (englischen) Meilen sich bei Odessa in das Schwarze Meer ergießt, ungefähr 30000 Quadratmeilen des östlichen Europa entwässernd. Der Dnjepr ist ein viel bedeutenderer Strom und durchfließt einen großen Teil des europäischen Rußland. Seine Länge beträgt 623 Meilen in gerader Linie, und mit Einschluß der Windungen mehr als das Doppelte. Er entwässert 226000 Quadratmeilen Landes. Der Don, obwohl kleiner als der Dnjepr, ist ebenfalls ein bedeutender

Fluß, und hat mehrere Nebenflüsse. Er ergießt sich mit mehreren Mündungen in einem großen Delta in das Asowsche Meer. Sein Lauf beträgt ausschließlich der Windungen 500 Meilen, und sein Einzugsgebiet beträgt 224 000 Quadratmeilen. Der Kuban ist ein bedeutender, aber wenig bekannter Fluß", usw., usw.

Da kann man sich natürlich nicht wundern, daß die unglücklichen Schüler bei dieser Art von Geographie kein Bedauern darüber empfinden, daß sie alles vergessen, sobald sie die Schule verlassen haben. Namen und Zahlen lassen sich leicht lernen, wenn man sie braucht, indem man den Atlas oder das Lexikon zu Rate zieht. Man könnte in der Tat beinahe sagen, daß irgendeine Einzelheit, die nicht in einer interessanten Beziehung zu anderen Dingen vorgebracht werden kann, besser keinen Platz im Geographieunterricht haben sollte. Ihre Bedeutung muß außerordentlich gering sein, wenn sie so unabhängig von ihren Nachbarn ist, und die Aufmerksamkeit, die Lehrer und Schüler ihr zuwenden müßten, kann besser auf andere Dinge verwandt werden.

Andererseits ist es eine allgemeine Erfahrung des Lehrers, der es versucht, die wirkliche Bedeutung geographischer Tatsachen klar zu machen, indem er ihre Entwicklung sowohl wie die Beziehungen, in die sie während ihrer Entwicklung eingetreten sind, vorführt, daß die Geographie von den Schülern als ein interessantes Fach angesehen wird. Und das ist natürlich genug; denn es ist ein lebendiges Fach, ein erhebender Gegenstand, der unseren Gesichtskreis erweitert und das Verständnis für die Welt, die uns umgibt, erhöht. Darum dränge ich immer meine Studenten mit guter Zuversicht dazu, sich lieber der erklärenden als der empirischen Schule der Geographie anzuschließen.

Sehr selten gehört jedoch ein Geograph in der Praxis nur einer dieser etwas imaginären geographischen Schulen dauernd an. Auch der noch so sehr empirisch Denkende findet einzelne Beziehungen so einfach, so offenkundig, daß er die in Wechselwirkung stehenden Elemente rationell behandelt. Er erklärt Sanddünen als Flugsand, den der Wind aufgehäuft, Deltas als die Ablagerung des Landschuttes, den fließende Gewässer in Seen oder Meere vorschieben, oder Hafenstädte als Küstenplätze mit geschütztem Wasser, wo die Schiffe ihre Frachtgüter aus- und einladen können. Trotzdem bleibt er der Hauptsache nach empirisch,

denn er führt diese erklärenden Beziehungen weit mehr zufällig als mit Absicht ein und macht die erklärende Art der Behandlung nicht zum Prinzip. Und doch muß andererseits auch der allergründlichste Rationalist oft fehlgreifen, wenn er alles, was er sieht, erklären möchte. Es gibt verschiedene Züge bei Gebirgen und Küsten, deren erklärende Beschreibung noch mehr oder weniger unvollkommen ist; für zahlreiche Tatsachen in der Lage von Städten, von Grenzen usw., und ebenso für viele charakteristische Eigenschaften von Völkern sind Erklärungen wirklich geographischer Natur noch nicht in ausreichender Weise gefunden worden. Aber der rationalistische Geograph verdient seinen Namen, wenn er wenigstens die Verpflichtung fühlt, eine erklärende Beschreibung all dieser Dinge zu versuchen.

Lassen Sie mich Ihnen einige Beispiele geographischer Tatsachen geben, für die zwar Erklärungen schon vorgeschlagen, aber noch nicht bewiesen sind. Man hat z. B. bemerkt, daß die Schweizer, welche die inneren Alpentäler bewohnen, einen gewissen Unabhängigkeitssinn dadurch bezeugen, daß sie sich in viele kleine Ortschaften verteilen. Der Historiker darf von diesem Geist der Unabhängigkeit der Schweizer sprechen, als ob er etwas Angeborenes sei, und auf diese Weise die getrennte Entwicklung kleiner Ortschaften der schweizerischen Täler erklären. Ein wissenschaftlicher Beobachter[2] hat jedoch kürzlich hierfür eine entgegengesetzte Erklärung geographischer Natur gegeben, daß nämlich die Bildung vieler gesonderter, alluvialer Schwemmkegel bei Nebenflüssen, wo diese in breitere Alpentäler eintreten, die gesonderte Anlage mancher kleinen Dorfgemeinden bedingt hat, und daß daher der schweizerische Unabhängigkeitssinn eher als eine Folge denn als die Ursache der Verteilung der Bevölkerung angesehen werden sollte.

In gleicher Weise berichtet ein scharfsinniger Reisender[3] aus der Sahara, daß ein gewisser Volksstamm in sehr sandiger Gegend für ehrlicher und weniger diebisch gilt als seine Nachbarn, die eine Steinwüste bewohnen, und bemerkt dazu, daß, da man den Dieb im Sandboden so viel leichter verfolgen könne, Ehrlichkeit zur Gewohnheit wurde, weil der Diebstahl sich nicht lohnte. In diesem Falle würde sowohl eine moralische Eigenschaft wie ein außergewöhnlicher Scharfblick der Augen im Verfolgen von Spuren eine Folgeerscheinung der landschaftlichen Umgebung sein.

Ich behaupte nicht, daß eine dieser beiden Erklärungen richtig ist; aber sie verdienen, daß man ihnen weiter nachgeht, und sie bezeichnen klar die Art der Arbeit, von der dem rationalistischen Geographen noch eine Menge zu tun übrig bleibt.

Ein Geograph gehört der erklärenden Schule so lange an, als es sein Ziel bleibt, eine erklärende Beschreibung der Dinge, die man bereits versteht, zu geben und nach erklärenden Beschreibungen solcher Gegenstände, die man noch nicht versteht, zu suchen. Sein Bemühen sollte es sein, alle anorganischen und organischen Elemente einer Landschaft in ihren gegenseitigen, untereinander abhängigen Werten und Beziehungen zu erklären, unter voller Anerkennung der unzweifelhaften Tatsache, daß die Elemente diese Werte und Beziehungen durch langsame und gegenseitige Anpassung erlangt haben, die ganz allmählich, aber durch lange Perioden hindurch wirksam ist.

Wenn ich Ihnen rate, diese erklärende Methode anzunehmen, die weiter führen wird, als Sie in diesem Augenblick annehmen können, dann lassen Sie mich gleichzeitig hinzufügen, daß sie auch ernste Gefahren in sich birgt, während die empirische wenigstens den Anschein der Sicherheit an sich trägt. Aber soweit meine Erfahrung reicht, ist der Anschein der Sicherheit bei der empirischen Methode doch trügerisch, denn er wird dadurch gewonnen, daß man zahlreiche wichtige Materien übersieht, die nicht sogleich in die Augen springen, während die erklärende Methode mit all ihren Gefahren durch die frühere oder spätere Auffindung der Wahrheit einen größeren Lohn verspricht. Außerdem ist aber die empirische Methode durch eine langweilige Leblosigkeit ausgezeichnet, die ihre Beschreibungen ermüdend und schwer verständlich macht; wenn in der erklärenden Methode auch die Möglichkeit, sich zu irren, vorhanden ist, so enthält sie doch dafür viele interessante und anregende Wahrheiten.

Da auch Geographen nicht unfehlbar sind, mag es vielleicht falsch sein, wenn man sagt, daß das Rheintal im Schiefergebirge in einen alten, abgetragenen Gebirgsrumpf eingeschnitten wurde, nachdem dieses Gebiet kürzlich zu seiner gegenwärtigen Höhe emporgehoben wurde, daß die Schlucht eng und steilwandig ist, weil sie noch zu jung ist, um erweitert zu sein, und daß ihre Jugend ferner bestätigt wird durch das Vorkommen von Stromschnellen, die, wie z. B. bei der Lorelei, durch an-

stehendes Gestein hervorgerufen werden, das der Fluß bisher noch nicht zu einem völlig ausgeglichenen Gefälle abzutragen vermochte. Daher geht die Schiffahrt auf gewissen Teilen des rasch fließenden Stromes noch immer nur unter Schwierigkeiten vor sich, obgleich viele Felspartien schon weggesprengt worden sind. Ebenso scheint der Bosporus, der einen Teil der herrlichen Wasserstraße zwischen dem Schwarzen und dem Mittelländischen Meere bildet, einer jungen, steilen, engen Schlucht zu folgen, die, wie die Rheinschlucht, durch einen Fluß in einen kürzlich gehobenen, früher abgetragenen Gebirgsrumpf hineingeschnitten wurde; aber seit der Erosion der Schlucht hat das ganze Gebiet in rezenter Zeit eine leichte Senkungsbewegung erlitten, die die Schlucht im Wasser halb ertrinken ließ. Daher ist der Bosporus natürlich für größere Schiffe passierbar als der Rhein, und Konstantinopel steht in äußerst vorteilhafter Lage gerade dort, wo ein kleines Seitental infolge des Ertrinkens des Haupttales teilweise untertauchte; die Abzweigung der Hauptwasserstraße, die auf diese Weise entstanden ist, ist das sogenannte Goldene Horn.

Vielleicht sind diese Erklärungen für den Rhein und den Bosporus falsch, denn, wie schon gesagt, auch Geographen können irren; aber es gibt viele ausgezeichnete Gründe dafür, daß sie richtig sind. Darum gebe ich Ihnen diesen vortrefflichen Vergleich zwischen dem Rhein und dem Bosporus, der, wenn ich nicht irre, zuerst von Philippson[4] aufgestellt worden ist, als ein gutes Beispiel für den Wert und das Interesse, das die erklärende Behandlung der Geographie besitzt.

Grenzen der Geographie. Der Unterricht in der Elementar-Geographie bei jungen Schülern erfordert die Behandlung mancher Zweige, die sie später in ausführlicherer Behandlung in anderen Wissenschaften wiederfinden. Wir begegnen da einer tatsächlichen Schwierigkeit, wenn wir die Grenzen unseres Faches bestimmen sollen. Lassen Sie mich im voraus bemerken, daß es meine Gewohnheit ist, die Grenzen der Geographie recht weit zu stecken, indem ich verschiedene Gegenstände hineinziehe, die andere nur unter Geologie, Biologie, Geschichte, Philologie, selbst unter Theologie behandeln. Einige Beispiele mögen dies erläutern:

Wenn man eine Schilderung der Landschaft des Juragebirges gibt, ist es natürlich notwendig, daß man die Rücken und Täler

und die Flüsse, die deren Wasser fortführen, beschreibt; und wenn wir uns hier an den Grundsatz der erklärenden Beschreibung halten, werden wir mancherlei über Antiklinalen und Synklinalen, über Kalkstein und Mergel zu sagen haben, über Flüsse, die den weichen Schichten folgen usw. Zahlreiche dieser Ausdrücke haben einen so stark geologischen Klang, daß der ununterrichtete Leser bei einer solchen Beschreibung möglicherweise im Zweifel darüber sein wird, ob er eine geologische oder eine geographische Abhandlung vor sich hat. Und doch ist es fraglos, daß, soweit die Antiklinalen und Synklinalen und die Streifen von hartem und weichem Gestein als Züge des Juragebirges heute sichtbar sind, sie ebenso echt geographische Züge sind wie die Rücken und Täler und Flüsse, welche sie bestimmen. Und nicht nur das: die erklärende Methode der Beschreibung schließt mehr in sich als die Erkenntnis bestehender Gesteinsstrukturen; sie enthält auch die Erkenntnis der Formveränderungen, die an diesen Strukturen während der Herausarbeitung der heutigen Formen stattgefunden haben; insofern nun diese Veränderungen uns helfen, die Formen der Gegenwart zu verstehen und im Gedächtnis zu behalten, ist es angebracht, eine Untersuchung hierüber in eine geographische Abhandlung mit aufzunehmen. Eine solche gewinnt geologischen Charakter, wenn man sie nur mit der Absicht ausführt, vergangene Ereignisse um ihrer selbst willen ohne Rücksicht auf die jetzigen Oberflächenformen kennen zu lernen. Mir scheinen daher Geographen, die bei Worten wie Antiklinalen und Synklinalen oder bei der Darstellung vergangener Begebenheiten als dem besten Mittel, zum Verständnis der augenblicklichen Bedingungen zu gelangen, erschrecken, Überbleibsel jener Zeit, in der Geographie und Geologie zu ihrem beiderseitigen Nachteil sich noch nicht kannten.

Das hierin enthaltene Prinzip lautet: soweit als das Studium vergangener Prozesse uns besser befähigt, heute existierende geographische Züge zu erkennen und zu beschreiben, werden sie mit Fug und Recht in eine rein geographische Abhandlung hineingehören. Dagegen sollten aber keine Tatsachen aus der vergangenen geologischen Geschichte, wie interessant und wichtig sie dem Geologen auch sein mögen, Eingang in die Geographie finden, wenn sie sich nicht dadurch, daß sie geographische Bedingungen erklären, als praktische Hilfsmittel zum Verständnis

erweisen. Wir werden häufig Gelegenheit haben, im Verlaufe unserer Arbeit diesen Grundsatz anzuwenden, so daß ich ihn hier nicht weiter auszuführen brauche. Betrachten wir aber noch ein anderes Beispiel, um uns die Ausdehnung des Gebietes der Geographie klar zu machen.

Zur Zeit der Ebbe können Sie an felsigen Küsten ein seltsames Gebahren der pflanzlichen Meeresbewohner beobachten. Die Pflanzen auf dem Lande sind meist stark genug, ihr eigenes Gewicht in der sie nicht unterstützenden Luft zu tragen. Die Meerespflanzen dagegen sind nicht so kräftig; sie legen sich zu Boden, wenn ihnen zur Ebbezeit die Unterstützung des schweren Wassers entzogen wird. Augenscheinlich ist die Schwäche der Meerespflanzen eine Folge ihres Wachsens in dem stark unterstützenden Medium. Wenn wir nun ein lebendiges Bild einer Küstenlandschaft geben wollen, halte ich es für durchaus angebracht, dieser Unähnlichkeit von Land- und Meerespflanzen Erwähnung zu tun und eine Erklärung dieser Verschiedenheit als einer Folge des Einflusses ungleicher Umgebung zu geben.

Und weiter: Es ist bekannt, daß Sprachgewohnheiten die Umgebung des Sprechers wiederspiegeln. So haben die Bewohner einer Wüste mehr Worte für die Beschreibung von Sanddünen, und Bergbewohner mehr Ausdrücke für die Beschreibung von Felsspitzen und Abhängen, als die Menschen, die in einer fruchtbaren Ebene leben. So hat die Bevölkerung von Malta, da die Insel an einem Hauptverkehrswege liegt, eine Mischsprache, die aus Italienisch, Griechisch und Arabisch zusammengesetzt ist, während die Einwohner von Island, das ja gänzlich abgelegen ist, ihre Sprache rein und kaum verändert durch Jahrhunderte bewahrt haben. So waren auch die Urvölker zweier verschiedener maritimer Gegenden, der ostmittelländischen Küsten und Inseln und der Buchten und Inseln von Skandinavien, so innig mit dem Meere verwachsen und daher so beeinflußt durch die Wirkung eines am Ende eines Bootes in das Wasser gehaltenen Stocks — der Stock entwickelte sich bald zum Ruder und regelte die Richtung der Bewegung des Bootes — daß sie jedes, unabhängig von dem andern, das bei ihnen übliche Wort für „Stock" als Wurzelwort des bildlichen Ausdrucks für das Regieren eines Volkes benutzten. Daher haben die romanischen Sprachen das lateinische Wort „*gubernare*" geerbt, und die skandinavischen das Wort „*styra*".

Sind nicht diese Beispiele streng geographischer Natur, und gehören sie deshalb nicht auch in die Geographie? Und wenn Sie ein Beispiel des geographischen Zusammenhangs mit der Religion haben wollen, so brauchen Sie nur die ausgezeichnete Beschreibung des religiösen Zeremoniells des Hopistammes in den südwestlichen Vereinigten Staaten zu lesen, die Fewkes[5] gegeben hat; er zeigt, daß die Attribute des Hauptgottes dieses einfachen Naturvolkes, die Formen der Anbetung, unter denen sie ihn versöhnen, und die zur Gewohnheit gewordenen Symbole an seinem Altar sämtlich auf der Umgebung beruhen. Die Heimat der Hopi, das Tusayan-Gebiet in Arizona, ist dürr, Regen ihr größter Segen, daher ist der Regengott ihr oberster Gott. Der Blitz zeigt das Kommen der Regenwolke an, und darum nimmt die Klapperschlange, die in ihren hastigen Bewegungen scheinbar den Blitz imitiert, einen wichtigen Platz in ihrem religiösen Zeremoniell ein. Und dieses auffällige Verhalten ist nur ein einzelnes Beispiel für eine ganz allgemeine Erscheinung, die von einem hervorragenden Religionsforscher[6] folgendermaßen geschildert wird:

"In spite of great distances in space, of the absence of any ascertainable historic contact, and of the most far-reaching racial differences, there are very marked similarities between peoples living in similar natural surroundings, as on the shores of the sea, on vast plains, or in mountain regions. Climate, vegetation and animal life affect the character of men... If the religion of the Polynesians resembles in some aspects that of the Greeks, it is because of the similarity of their physical environment. Peoples roaming in the desert do not worship the same gods as those that go down to the sea in ships, and men living in volcanic regions, terrified by eruptions and earthquakes, have a different religious outlook into the future from that of dwellers in a land rarely exposed to violent disturbances. The offerings to the gods are determined by the natural products of the land, and the character of these offerings affects not only the cult but the whole religious life."[6]

Wie unvollständig wär die Beschreibung einer Landschaft, wenn die innigen Beziehungen zwischen Ort und Bewohnern, Umgebung und Umgebenen keine Erwähnung fänden!

Literaturnachweise zum I. Kapitel.

1. A. Hettner. Das Wesen und die Methoden der Geographie. Geogr. Z. XI, 1905, 545—564 (Siehe S. 559).
2. M. Lugeon. Quelques mots sur le groupement de la population du Valais. Étrennes helvét., Lausanne 1902.

3. J. Brunhes. Les oasis du Souf et du M'zab comme types d'établissements humains. La Géographie, V, 1902, 175—195. La Géographie humaine. Paris 1910. S. 518—571.
4. A. Philippson. Geologisch-geographische Reiseskizzen aus dem Orient. (Bosporus und Hellespont. Sitzungsber. d. Niederrhein. Ges. f. Natur- und Heilkunde in Bonn, 1897, 4—51. (18—30).
5. J. W. Fewkes. The Tusayan ritual. Smithsonian Inst. Report for 1895. 683—700.
6. N. Schmidt. Fundamental conceptions and methods of the history of religions. St. Louis Congr. of Arts and Sc. (1904), Boston, 1906, II, 443—464. (Siehe S. 456.)

„Es bleibt also in Ansehung der Veränderung der Gestalt eine einzige Ursache übrig, worauf man mit Gewißheit rechnen kann, welche darin besteht, daß der Regen und die Bäche, indem sie das Erdreich beständig angreifen und von den hohen Gegenden in die niedrigen abspülen, die Höhen nach und nach eben zu machen und, so viel an ihnen ist, die Gestalt der Erde ihrer Unebenheiten zu berauben trachten. Diese Wirkung ist gewiß und zuverlässig." (Immanuel Kant's Sämtliche Werke, herausgegeben von G. Hartenstein. Leipzig 1867, I, S. 203.)

II. KAPITEL.

DER EROSIONSZYKLUS.

Die Notwendigkeit einer systematischen Methode in der Geographie. Wir haben gesehen, daß die Beziehungen und Anpassungen der einzelnen Elemente einer Landschaft eine verwickelte Verkettung der Teile in sich schließen, die durch ein lange fortgesetztes Ineinanderarbeiten von Ursache und Wirkung entstanden ist, und in die Land, Wasser, Luft, Boden, Klima, Pflanzen, Tiere und Menschen verflochten sind. Die natürliche Verknüpfung geht nicht in einfacher, linearer Ordnung vor sich, in die die genannten Tatsachen eingeordnet werden können, so daß sie einzeln in einem langen Zuge an uns vorüberziehen; sie ist vielmehr ein kompliziert gestaltetes Netzwerk von vielfacher Ausdehnung, und wir gehen daher mehr oder weniger künstlich vor, wenn wir die natürlichen Zusammenhänge einer Landschaft analysieren und ihre Elemente in eine systematische Reihenfolge bringen.

Trotzdem ist eine Analyse und eine Einordnung der Teile notwendig, wenn wir von der Betrachtung einer gegenwärtigen Landschaft zu ihrer schriftlichen oder mündlichen Beschreibung übergehen, in der die vielen Teilobjekte nacheinander beschrieben werden müssen, und in der eine systematische Methode, wenn schon aus keinem anderen Grunde, so aus Bequemlichkeitsrücksichten wünschenswert ist. Dies führt uns dazu, den Inhalt unseres Faches nach irgendeinem verständigen Plan zu teilen und unterzuteilen.

Den Gesamtinhalt der Geographie kann man zum Zwecke der Beschreibung und des Unterrichts in zwei Hauptteile gliedern; der eine umfaßt alle anorganischen, der andere alle organischen Elemente der Geographie. Indem wir in dieser Weise scheiden, folgern wir nicht, daß die Verkettung von Ursachen dort, wo wir von einem Teil zum andern übergehen, weniger bestimmt ist als irgendwo anders. Aber eine Gliederung muß gemacht werden, um die Teile der Geographie in eine angemessene Ordnung zu bringen, und das ist unbedingt nötig, wenn wir den Versuch machen, diese von der Natur auf die Seiten eines Buches oder in eine Reihe von Vorlesungen zu übertragen. Die vorgeschlagene Gliederung ist wegen der großen Gegensätze, die ihre beiden Teile aufweisen, wohl berechtigt. Die anorganischen Elemente wirken in ausgedehntem Maße auf die organischen, und diese wiederum auf die anorganischen zurück.

Die anorganischen Elemente können in noch weitere Unterabteilungen zerlegt werden, je nachdem sie zur Erde als einer Kugel, zur Atmosphäre, zum Ozean oder zu den Landmassen gehören. Nur diese letzte Unterabteilung, die Landmassen, geht uns hier unmittelbar an; wir dürfen aber nicht vergessen, daß wir die Formen des Landes studieren, weil sie einen Teil des weit umfassenderen Gebietes der Geographie ausmachen.

Bei dem Studium der Landformen in diesen Vorlesungen werden uns hauptsächlich die kleineren beschäftigen; nur selten wird von den großen Erdteilen die Rede sein. Wir werden uns der Mikromorphologie der Länder zuwenden und dabei den sichtbaren Landschaften besondere Aufmerksamkeit schenken, weil die Erforschung der Kontinente mit solchen Kleinformen beginnen muß.

Die Grundlagen der geographischen Ausbildung. Ich möchte nun klarlegen, welche Anforderungen ich an die Ausbildung des ernst arbeitenden Geographen stelle, der sich mit dem Studium der verschiedenen Teile seines Faches und besonders dem der Landformen beschäftigen will. Er muß natürlich viele Vorlesungen hören und viele Bücher lesen, um die Ansichten und die Forschungsergebnisse anderer Geographen kennen zu lernen. Er muß viele Karten und Bilder zur Hand nehmen, um sich eine Anschauung von denjenigen Teilen der Erde, die er nicht besuchen kann, zu verschaffen. Er muß so viel wie möglich

die Natur beobachten, um seine eigenen Ideen und Kräfte weiter zu entwickeln, und auf diesen letzten Teil der Ausbildung möchte ich ganz besonderes Gewicht legen. Der Geograph muß möglichst viele Tatsachen im Felde sehen. Er muß Aufzeichnungen über die Gegenstände machen, die er beobachtet, Aufzeichnungen, die auch anderen Geographen außer ihm selbst verständlich sein müssen. Auf diese Weise kann er am besten die Bedeutung und den Wert der Berichte anderer Geographen schätzen lernen. Es genügt nicht, daß er die Dinge beobachtet, er muß die beobachteten Tatsachen auch aufzeichnen; denn so groß ist die Unvollkommenheit unserer Beobachtungsfähigkeit, daß selbst ein guter Beobachter sehr leicht in die Gefahr kommt, an wichtigen Einzelheiten vorüberzugehen, wenn er sich keine Notizen macht. Das sorgfältige, systematische Aufzeichnen im Felde ist zweifellos eine große Hilfe für die Beobachtung, und ihre Anfertigung sollte einen Teil der Ausbildung jedes Geographen bilden. Um das zu erreichen, kann nichts die Exkursionen in der freien Natur in verschiedenen Gebieten ersetzen, wo die sich darbietenden Probleme nicht zu schwierig sind, und wo jedem Teilnehmer Zeit gegeben werden kann, seine eigenen Beobachtungen an Ort und Stelle zu machen und zu notieren. Es ist gefährlich, sich auf das Gedächtnis zu verlassen, und darum sollte die Gewohnheit und die Kunst, umfassende Aufzeichnungen im Felde zu machen, systematisch geübt werden.

Aufzeichnungen im Felde. Aufzeichnungen im Felde können einerseits graphische, kartographische oder photographische, andererseits schriftliche sein. Alle sind nur Auszüge aus dem vielgestaltigen Bilde, das die Natur darbietet. Sie müssen daher in gewisser Weise durch Auswahl oder Verallgemeinerung vereinfacht werden, und um hier gute Resultate erzielen zu können, ist eine ziemlich große Übung erforderlich. Mehr noch: jede Art der Aufzeichnung hat ihren besonderen Wert, weshalb es wichtig ist, jeder von ihnen den Teil des ganzen Gegenstandes anzuweisen, den sie am besten auszuführen vermag. Die kartographische Darstellung gewährt die unerläßliche Grundlage für geographische Studien, und es braucht kaum besonders erwähnt zu werden, daß jeder gut ausgebildete Geograph imstande sein müßte, seine eigenen Karten in verschiedenen Arten und Maßstäben herzustellen. Eine gute Anleitung hierzu findet

man in dem neuen „Geographischen Praktikum“ von Krümmel und Eckert.[1] Karten eignen sich außerordentlich gut zur Darstellung räumlicher Beziehungen, und ihnen überlassen wir deshalb am besten die Aufzeichnung der Formen der verschiedenen Bergrücken, Hügel und Bergspitzen, der Laufrichtungen und Windungen von Flüssen, der Anzahl von Nebenflüssen und der Flächen, die sie entwässern, der Kleinformen von Küstenlinien, der Biegungen von Wegen, der Pläne von Städten und vieler ähnlicher Einzelheiten. Aber die Karten sind doch zu stumm, um allen unseren Bedürfnissen zu genügen; sie müssen durch Beschreibungen ergänzt werden, besonders wenn allgemeine Charakteristiken gegeben und Erklärungen eingeführt werden, die die Beschreibung unterstützen sollen. Es scheint fast, als ob die Schweigsamkeit der kartographischen Darstellung sich den Kartographen mitteilte, denn wie selten begegnen wir einer gründlichen Beschreibung einer Gegend aus der Feder des Kartographen, der sie aufgenommen hat und daher sehr gut kennen sollte.

Graphische Aufzeichnungen in Form von Diagrammen und Skizzen haben für die Behandlung der nichtgeometrischen Formen, die in der Landschaft vorkommen, eine große Bedeutung, und die schematischen Diagramme haben auch noch den Vorteil, daß sie auf einen Blick die graphische Verallgemeinerung vieler Tatsachen in den ihnen eigentümlichen Beziehungen zeigen. Aber auch sie sind stumm. Photographien geben Formeneinzelheiten oft ausgezeichnet wieder; um aber wirklich zweckentsprechende Bilder zu erzielen, muß man große Sorgfalt auf die Wahl guter Aussichtspunkte und geeigneter Beleuchtung verwenden, und gerade in den letzten Jahren sind viele Photographien von ganz geringem Werte veröffentlicht worden.

Schriftliche Aufzeichnungen sind für alles das von besonderem Wert, was erklärende Beschreibung oder vereinfachte Verallgemeinerung ist. Sie sind ebenso verbesserungsfähig durch systematische Ausbildung wie graphische oder kartographische Darstellungen, und darum ist es, wie schon gesagt, von Wichtigkeit, auch auf diesem Gebiete jedem Geographen eine gründliche Ausbildung zukommen zu lassen; wir werden auch in diesen Vorlesungen besondere Aufmerksamkeit auf die Kunst der Beschreibung von Landformen verwenden. Es be-

steht allerdings eine Grenze, jenseits welcher es kaum der Mühe wert ist, Landformen durch Beschreibungen wiederzugeben. Wo die Grenze liegt, sind wir heute kaum imstande zu sagen, weil die systematische Beschreibung von Landformen bis jetzt erst so wenig gepflegt worden ist. Doch das dürfen wir andeuten, daß es selten lohnend ist, das wiederholte Vorkommen gewisser Einzelformen mit allen ihren kleinen Veränderungen ausführlich anzugeben, da dies weit besser auf einer Karte geschehen kann.

Es genügt offenbar nicht, daß derartige Beschreibungen nur dem Beobachter selbst verständlich sind, vielmehr müssen ihnen auch andere folgen können, und hauptsächlich aus diesem Grunde ist die Annahme irgendeiner allgemeinen Methode für die Beschreibung von so hoher praktischer Bedeutung. Schon oben wies ich einmal kurz auf die erklärende Methode, die ich in diesen Vorlesungen zu behandeln die Absicht habe, hin; es gilt nunmehr diese Methode systematisch und Schritt für Schritt zu entwickeln.

Musterformen. Wenn ein Geograph einen ihm neuen Landstrich betritt, muß er die Formen, die er vorfindet, gewöhnlich unter Bezeichnungen bereits bekannter Musterformen beschreiben, und der Wert seiner Ergebnisse wird zum großen Teil von der Reichhaltigkeit der ihm bekannten Musterformen, abhängen. Es stehen uns jetzt für den praktischen Gebrauch zwei ganz verschiedene Arten von Musterformen zur Verfügung. Die einen beruhen im wesentlichen auf Beobachtung und sind nur in geringem Maße durch induktive Verallgemeinerungen erweitert; die andern sind zwar auch auf Beobachtung gegründet, aber dann durch deduktive Überlegungen weiter ausgebaut. Die Musterformen der ersten Art stammen zum größten Teile aus dem Bestande, den Laien bei ihrer täglichen Berührung mit ihrer Umgebung wahllos zusammengebracht haben, und die Namen dieser Formen sind daher größtenteils dem gewöhnlichen Sprachgebrauch des täglichen Lebens entnommen. Mit dem Fortschreiten der wissenschaftlichen Geographie wurden diese aus früherer Zeit stammenden Musterformen etwas schärfer definiert, und ihre Zahl je nach Bedarf, gelegentlich auch durch absichtliche Einführung eines neuen Ausdrucks für eine neu gefundene Form vermehrt. Tatsächlich weisen diese Termini nur äußerst selten eine Beziehung zu der Entstehung der von ihnen bezeichneten Formen auf, wenn auch einige mit den populären

Vorstellungen mehr oder weniger in Zusammenhang stehen mögen, wie es z. B. bei „Delta“, „Vulkan“ oder „Sanddüne“ der Fall ist. Man setzt dann gewöhnlich noch Adjektive hinzu, die gleichfalls empirischer Natur sind, und beschreibt z. B. Hügel als hoch oder niedrig, Täler als lang oder kurz usw. Wenn der junge Geograph anfängt, sich mit diesen Musterformen bekannt zu machen, so lernt er sie zum größten Teil aus Definitionen und aus Abbildungen; wenn er Glück hat, wird er einige auch durch eigene Beobachtung kennen lernen. In gleicher Weise beruhen die Musterformen der zweiten Art auf Beobachtung, sie bestehen jedoch in der Hauptsache aus gedachten Formen, die von den beobachteten durch richtige und systematische Verallgemeinerung und Deduktion abgeleitet sind. Derartige Musterformen sind erst vor ganz kurzer Zeit eingeführt und bisher auch erst unvollkommen ausgebildet worden, denn man ist hier kaum über das Versuchsstadium hinausgelangt; sie haben sich aber schon so nützlich erwiesen, daß sie ausgedehntere Versuche verdienen.

Will man derartige gedachte Musterformen verwenden, so muß man zuerst den Ursprung verschiedener beobachteter Formen, z. B. von Hügeln, Tälern usw., erklären; dann muß man die Grundsätze und die Voraussetzungen, auf denen die Erklärung beruht, ausdrücklich angeben; endlich muß man die Elemente, die in der Erklärung auftreten, diejenigen Umänderungen im Geiste durchlaufen lassen, die bei ihnen möglich sind, um aus den in Betracht kommenden Grundsätzen alle möglichen verwandten Formen abzuleiten. So erhält man vollständige, systematisch geordnete Reihen gedachter Formen, die in bestimmtem Verhältnis zu den beobachteten Formen stehen müssen, und die von großem praktischem Wert sein werden, wenn man ähnliche, wirkliche Formen beschreiben will. Dann müssen für die wichtigsten Glieder der Serie geeignete Namen festgelegt werden, und diese müssen so weit als möglich die genetische Erklärung der Formen selbst wiederspiegeln. Es ist hier wie bei der Aufstellung der empirischen Musterformenreihe für den jungen Geographen sehr wichtig, daß er sich mit einigen Formen durch direkte Beobachtung vertraut macht und sich über andere durch Lektüre, Kartenstudium usw. orientiert. Darauf sollte er die dazugehörigen gedachten Formen ableiten, und dann wird sich gewöhnlich ergeben, daß die Zahl der gedachten

Formen die der beobachteten bei weitem übertrifft: und hierin gerade ist einer der größten Vorteile der deduktiven Methode gelegen.[2]

Offenbar ist diese Methode darin theoretischer Natur, daß sie sich weit jenseits der empirischen Beobachtungen und Verallgemeinerungen der ersten Methode bewegt. Wir werden aber nicht weit in einen Ozean von Theorien hinausschwimmen und das Festland der Tatsachen aus den Augen verlieren; oft werden wir Gelegenheit haben, nach dem sicheren Festlande zurückzukehren, um die Ergebnisse unserer Theorien mit gut beobachteten Tatsachen zu vergleichen. In der Praxis wird tatsächlich keine absolute Scheidung beim Gebrauche der beiden Reihen von Musterformen gemacht. Keine von ihnen wird ausschließlich angewandt werden, wie das auch mit der empirischen und der erklärenden Methode in der Behandlung der allgemeinen Geographie der Fall ist. Selbst ein noch so konservativ gesonnener empirischer Geograph wird gelegentlich, vielleicht ohne daß er es merkt, eine abgeleitete Form an Stelle einer beobachteten als Muster benutzen, ebenso wie auch der verwegenste Geograph der erklärenden Schule vielfach sich der Unmöglichkeit gegenüber sieht, eine vollständige Serie deduktiver Musterformen zu entwickeln. Der wesentliche Unterschied zwischen beiden liegt also, wie schon hervorgehoben, in der Tendenz: der Empiriker will nicht mit Bewußtsein systematisch abgeleitete Formen verwenden, während der andere einen so ausgedehnten Gebrauch von ihnen machen möchte, als es ihm überhaupt möglich ist.

Da es wünschenswert ist, bewußt die erklärende Methode bei der Behandlung aller geographischen Probleme anzuwenden, so sollte man, soweit es zweckmäßig erscheint, Serien gedachter Musterformen für den praktischen Gebrauch herstellen. Zu diesem Zweck ist es sehr nützlich, mit der Beobachtung anzufangen, wenn man in der Lage ist, Exkursionen im Felde wiederholt ausführen zu können, was jedoch während dieses Wintersemesters nur selten sich ermöglichen lassen wird. Allein selbst ohne Exkursionen können wir die deduktive Herstellung zahlreicher gedachter Musterformen im Winter fast genau so gut vornehmen wie im Sommer.

Der Gebrauch der Einbildungskraft. Wir beginnen die Aufstellung einer ersten Reihe von Musterformen, mit deren

Namen unsere künftigen Beobachtungen aufgezeichnet werden sollen, indem wir in den Grenzen, die durch die Natur unserer Arbeit gesteckt sind, der Phantasie freies Spiel lassen. Zuerst nehmen wir Bedingungen für Struktur und Form einer Urlandmasse an, aus denen bei geeigneten Prinzipien die Erklärung einer gewissen beobachteten Form folgt. Dann denken wir uns die Tätigkeit der in Betracht kommenden Erosionsvorgänge, die an der Hervorbringung der erklärten Form teilgenommen haben, und leiten so eine ganze Reihe von gedachten Formen ab, die sich als Wirkungen der Tätigkeit der Erosionsvorgänge auf jene gedachte Urmasse ergeben.

Hierbei werden wir oft dadurch unterstützt, daß wir wissen, daß gewisse, hier nur deduktiv abgeleitete Formen auch in der Natur vorkommen, wir werden jedoch bei dieser Arbeit am besten tun, zunächst anzunehmen, daß die jetzt zu behandelnden Dinge nur Voraussetzungen und Schlußfolgerungen, und nicht beobachtete Tatsachen sind, da wir nur so die Wichtigkeit der deduktiven Seite unserer Wissenschaft erfassen werden. Für allererste Anfänger in der Geographie, die mit den einfachsten Formen wie Hügeln oder Tälern noch nicht bekannt sind, wird allerdings diese Methode nicht geeignet sein; die Studierenden an den Universitäten werden jedoch sowohl durch Beobachtung wie durch Beschreibungen eine gewisse Kenntnis der einfachsten geographischen Tatsachen sich erworben haben, sie können sich daher sofort mit geographischer Deduktion beschäftigen.

Selbstverständlich kann man sich bei der Deduktion gerade so gut irren wie bei der Beobachtung, und deshalb werden wir später die Richtigkeit verschiedener, von uns abgeleiteter Formen dadurch prüfen, daß wir sie entsprechenden, beobachteten Formen gegenüberstellen. Wenn wir dann einige Glieder einer Reihe gedachter Formen in guter Übereinstimmung mit entsprechenden beobachteten Formen finden, dürfen wir die ganze Reihe für richtig halten. Auf diese Weise gelangen wir schließlich in den Besitz verschiedener Serien gedachter Formen, die sich sehr nützlich erweisen werden, wenn wir die Beobachtung und Beschreibung tatsächlich vorkommender Formen vornehmen wollen. Je größer die Reihe, um so besser wird es sein, wenn wir auch nicht hoffen dürfen, daß unsere gedachten Formen der Mannigfaltigkeit der Natur in allen ihren Einzelheiten gerecht werden können. Wir werden nur danach streben,

die verschiedenen Hauptarten der Landformen durch sie darzustellen; wenn wir aber eine noch nähere Beschreibung tatsächlicher Landschaften zu geben wünschen, so müssen wir noch viele empirische Elemente, wie Höhe, Länge, Breite, Anzahl der Glieder usw. hinzufügen, wie wir das später sehen werden.

Vorläufige Annahmen. Wir wollen einmal den Fall annehmen, ein Stück der Erdrinde sei aus dem Meere emporgehoben, so daß es als trockenes Land zutage tritt. Diese Masse wird eine Decke von Ablagerungen des Meeresbodens tragen, deren oberste Schicht die Oberfläche des neuen Landes bilden wird, während die Erdrinde unter diesen Schichten aus Gesteinen ganz anderer Art bestehen kann. Wir wollen nun zunächst die Form des gehobenen Landes nicht genau festsetzen, sondern unser Problem lieber in ganz allgemeiner Weise behandeln und es nicht auf irgendeine besondere Landmasse beschränken. So mag auch die Hebung als langsam oder schnell vor sich gehend gedacht werden; die gehobene Masse mag mit Rücksicht auf den Meeresspiegel hoch oder tief stehen, von großer oder kleiner Grundfläche sein, ihre Oberfläche kann sanft oder stark geneigt, oder auch gewölbt, unregelmäßig verbogen oder zerbrochen sein. Eine solche Oberfläche einer Landmasse, wie sie durch Hebung entsteht, werden wir Uroberfläche nennen.

Nach Abschluß der Hebung lassen wir dann die Landmasse in Ruhe bleiben und nur solche Veränderungen erleiden, wie sie durch die Tätigkeit der Verwitterung, der Flüsse und des Meeres hervorgerufen werden. Wir wollen nicht nach den Kräften forschen, die die Hebung verursacht haben. Für den Augenblick behaupten wir nicht einmal, daß wirklich jemals eine Hebung stattgefunden hat; wir nehmen nur provisorisch an, daß eine Landmasse gehoben sei, und werden mit der Feststellung der Richtigkeit dieser Annahme warten, bis wir ihre Folgen mit vorhandenen Tatsachen vergleichen können.

Wenn die mehr ins einzelne gehenden Betrachtungen hinsichtlich der Form der Uroberfläche Schwierigkeiten bieten, so möchte ich jedem Studierenden empfehlen, sich selbst eine bestimmte Urform auszudenken und sie in irgendeiner ihm passend erscheinenden Weise graphisch darzustellen, wie es z. B. in Fig. 3 geschehen ist. Sollte die Phantasie bei diesem oder jenem nicht ausreichen, um ein klares geistiges Bild einer unebenen, unregelmäßig gehobenen Uroberfläche hervorzurufen, so braucht er

nur etwa $^1/_4$ cbm Sand unregelmäßig in irgendeiner willkürlichen Form auf eine Fläche von etwa 2 qm zu schütten. Natürlich kann man auch das Diagramm der Urform von Fig. 3 kopieren, aber wir werden bessere Fortschritte machen, wenn jeder für sich selbst ein Diagramm nach den allgemeinen hier gegebenen Anweisungen entwirft und zeichnet. Es ist wichtig, daß die Einbildungskraft so geschult wird, daß man auch ohne Hilfe von Modellen und Diagrammen sich im Geiste Bilder von Urformen machen kann. Alle plastischen oder graphischen Diagramme haben den Nachteil, daß sie für uns zu speziellen Charakters sind. Sie zeigen stets nur eine Art von Urformen; was wir jedoch brauchen, ist ein elastisches Bild, das wir je nach unseren Bedürfnissen sowohl hinsichtlich der Struktur wie der Oberfläche verändern können. Wir werden später sehen, daß gerade die Fähigkeit, sich die verschiedensten Strukturen in Verbindung mit den verschiedensten Formen vorzustellen, eine höchst wichtige Übung darstellt, vor allem bei der Aufstellung der gedachten Musterformen, mit deren Namen wir ja die beobachteten Formen bezeichnen wollen.

Verwitterung und Gekriech. Wie bei allen Problemen, bei denen Wirkungen aus angenommenen Anfängen gefolgert werden sollen, müssen wir auch hier schon gewisse Kenntnisse mitbringen. In unserem Falle müssen wir wissen, daß das Wetter einem Wechsel unterworfen ist, daß Regen fällt und Ströme fließen; daß infolge bestimmter chemischer und physikalischer Vorgänge, die wir unter der Bezeichnung Verwitterung zusammenfassen, die oberflächlichen Teile einer Landmasse mehr oder weniger schnell zersetzt werden. Auf diese Weise wird sich der lockere Erdboden oder Landschutt bilden. Mit diesen einfachen Kenntnissen ausgerüstet, können wir dazu übergehen, unsere Deduktionen abzuleiten. Wir erkennen, daß der Schutt durch den Witterungswechsel gezwungen wird, ganz langsam die Abdachungen der Uroberfläche hinunterzukriechen, während der Regen und die Flußläufe ihrerseits einen Teil des oberflächlichen Schuttes fortwaschen und das lösliche Material in aufgelöster Form weitertragen. Wir werden noch häufig Gelegenheit haben, auf diese Vorgänge näher zurückzukommen.

Regen und Grundwasser. Betrachten wir nun kurz das Regenwasser. Wenn Regen fällt, muß ein Teil des Wassers in den Erdboden sickern, ein anderer Teil wird jedoch, wenn der

Regen reichlich ist, die Abdachung der Uroberfläche hinabrieseln und kleine Bächlein bilden. Hört der Regen auf, so verschwinden diese nach und nach, und die Oberfläche wird wieder trocken. Etwas Wasser ist in der Luft verdunstet, um irgendwo anders als Regen wieder herabzukommen. Das eingesickerte Wasser oder das Grundwasser muß, da es in seiner Fortbewegung stark gehemmt ist, sich langsam seinen Weg durch die Zwischenräume des lockeren Erdbodens und des darunterliegenden Gesteins suchen. Während einer längeren Trockenperiode steigt ein Teil des Grundwassers langsam als Dampf durch den Erdboden auf, und kehrt so zur freien Atmosphäre zurück. Der Rest muß nach und nach tiefer sinken, bis er auf undurchdringliche Gesteine trifft, und muß darnach streben, sich so einzurichten, daß die obere Begrenzung wagerecht ist. Aber wegen der Schwierigkeit, die das Grundwasser bei der Fortbewegung durch die Zwischenräume des Bodens und Gesteins hat, und wegen der unregelmäßigen Ergänzung durch den Regen wird die Erreichung einer wagerechten oberen Grenze kaum wirklich möglich sein. Zur Zeit eines heftigen Regens, wenn der Boden vom Wasser gesättigt ist, muß die Oberfläche des Grundwassers tatsächlich mit der Uroberfläche der Landmasse zusammenfallen, bei trockenem Wetter wird dagegen die unterirdische Oberfläche des Grundwassers flacher als die Landoberfläche sein, weshalb dann das Grundwasser unter den Hügeln in größerer Tiefe liegt als in den Niederungen. In den tieferen Niederungen kann das Grundwasser sich ansammeln, bis es die Landoberfläche erreicht.

Wir wollen für den Augenblick annehmen, daß diese Behauptungen über die Wirkungen des Wetters und des Wassers die zu erwartenden Folgerungen darstellen, die wir aus unseren Voraussetzungen, nämlich einer unebenen Landmasse, die dem Wetter und den Niederschlägen ausgesetzt ist, ableiten können; ob die Folgerungen den Tatsachen entsprechen, soll jedoch jetzt nicht untersucht werden.

Wasserscheiden. Betrachten wir nun die Wirkungen, die auf die Bewegung des Regen- und des Grundwassers durch die Unebenheit der Uroberfläche hervorgebracht werden. Zu diesem Zwecke müssen wir uns Linien längs der Kämme aller Erhebungen gezogen denken. Solche Linien (*AB*, *CD*, Fig. 3) werden die Oberfläche in Urentwässerungsgebiete teilen,

und mögen deshalb Urwasserscheiden genannt werden. Sind die Kämme der Erhebungen scharf, so werden die Wasserscheiden sehr deutlich sein; sind sie dagegen breit gerundet, so werden jene undeutlich erscheinen, wie *EF*. Wo die Uroberfläche ganz flach ist, wird es überhaupt keine Wasserscheide geben, und die Entwässerung wird ungeteilt sein. Nach der Verteilung und der Art der Urwasserscheiden und der Abdachungen, die von diesen abfallen, werden die oberflächlichen Regenwasserrinnen sich bemühen, nach den dazwischen liegenden Niederungen oder Mulden hinabzufließen. Die Bewegung des Grundwassers wird aller Wahrscheinlichkeit nach gewöhnlich in ungefähr der gleichen Richtung, aber weit langsamer, stattfinden. Es kann jedoch auch zuweilen vorkommen, daß die Grundwasserbewegung durch Eigentümlichkeiten der Struktur des Untergrundes gezwungen ist, eine andere Richtung einzuschlagen.

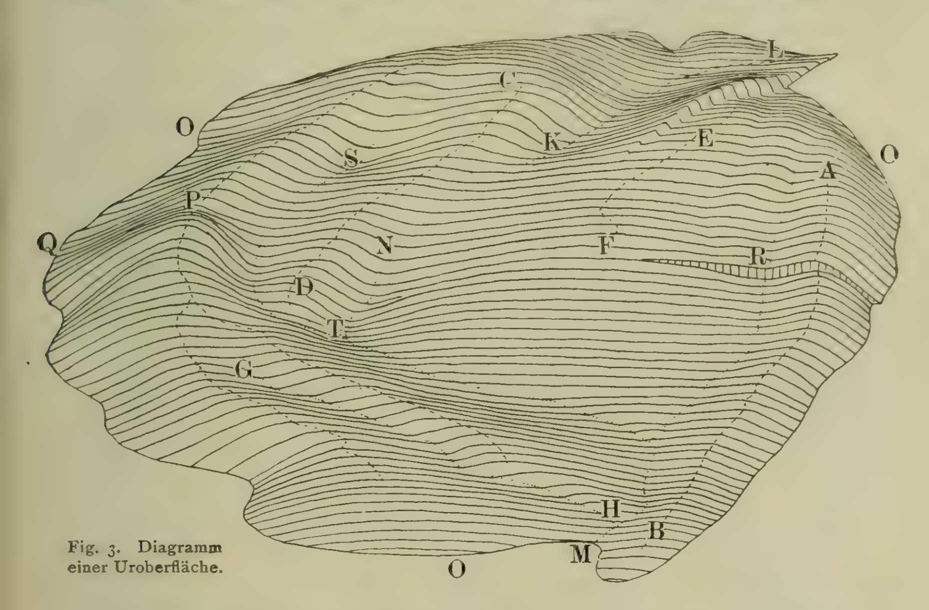


Fig. 3. Diagramm einer Uroberfläche.

Flüsse. Wir ziehen nun Linien (*GH, KL*) längs aller Niederungen oder Mulden der Uroberfläche und nennen sie fürs erste Urmuldenlinien. Ein bezeichnender Punkt wird dort an jede Urmuldenlinie gesetzt, wo sie allmählich absteigt, um mit dem gewöhnlichen Grundwasserspiegel zusammentreffen; denn von diesem Punkte aus wird längs des weiteren Abfalls der Muldenlinie ein Wasserstrom ausgehen, durch den das aus vielen

Quellen heraustretende Grundwasser schnell dem Meere zugeführt wird. Der Teil der Muldenlinie, der in dieser Weise mit fließendem Wasser versehen wird, soll Urfluß heißen. Wie die Wasserscheiden können die Stromlinien gut bestimmt, weniger bestimmt oder überhaupt nicht vorhanden sein. Es muß oft der Fall eintreten, daß, wenn zwei benachbarte Urströme, *GH*, *NH*, ihren abwärts gerichteten Lauf verfolgen, die Wasserscheide zwischen ihnen an Höhe abnimmt, bis die beiden Flüsse sich vereinigen und einen einzigen größeren Strom bilden. Dieser Prozeß kann sich wiederholt ereignen, und auf diese Art und Weise wird eine größere oder geringere Anzahl verschiedener Ströme einem einzigen Hauptfluß untertan, der ihr gesamtes Wasser ins Meer leitet. Alle diese so vereinten Glieder nennen wir ein Urflußsystem.

Seen, Wasserfälle und Küste. Es kann geschehen, daß gewisse Niederungen der Uroberfläche Becken oder Wannen (*T*, Fig. 3 oder *W*, Fig. 4) bilden, und dort müssen sich, unter der Annahme, daß die Verbiegungen der Uroberfläche rasch vor sich gehen, Urseen sammeln. Wie oben gesagt, ist diese Behauptung hier nicht als Ergebnis der Beobachtung, sondern nur als eine erwartete Folgerung der am Anfang gemachten Voraussetzungen zu betrachten. In einem trockenen Klima müssen die Verdunstung der Seeoberfläche und die Wasserzufuhr durch Niederschläge sich die Wage halten. In feuchten Gebieten ist dagegen die Verdunstung geringer und die Zufuhr größer; daher muß die Höhe des Spiegels eines solchen Sees gleich der des tiefsten Punktes der Wasserscheide sein, die ursprünglich sein Bekken einschloß, und über diesen Punkt muß ein Abfluß des Sees erfolgen. Ausnahmen von dieser Regel können da vorkommen, wo der Boden so durchlässig ist, daß der Seeabfluß unter der Oberfläche stattfindet.

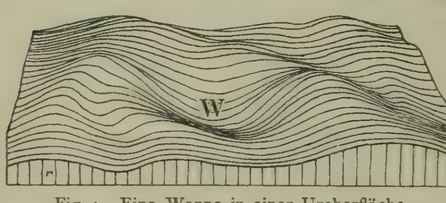


Fig. 4. Eine Wanne in einer Uroberfläche.

Umgekehrt müssen dort, wo ein plötzlicher Abfall oder eine Stufe, wie sie durch Brüche und Verwerfungen hervorgerufen werden können, in einer Urmuldenlinie existiert, Urstromschnellen oder Urwasserfälle (*R*, Fig. 3 oder Fig. 5) entstehen. Ist eine hohe und steile Bruchstufe vorhanden, so werden

größere Massen in Form von Bergstürzen herunterfallen. Endlich wird am Rande der gehobenen Landmasse, an einer Urküstenlinie (*OOO*, Fig. 3), der Ozean liegen.

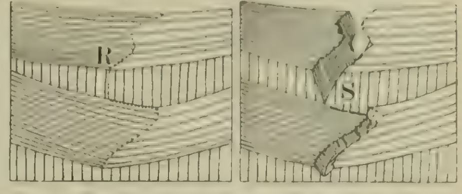


Fig. 5. Eine Bruchstufe in einer Uroberfläche (links); ihre junge Zerschneidung (rechts).

Urformen. Alle bisher beschriebenen Züge der Uroberfläche: Wasserscheiden, Becken, Mulden, Flüsse, Seen, Fälle und Küstenlinie kann man als Urformen bezeichnen, weil sie durch die ursprüngliche Hebung entstanden sind, und weil von ihnen aus alle späteren Formen dieser Landmasse unter dem Einfluß der Erosionsvorgänge sich entwickeln.

Folgeformen. Die wichtigste Erscheinung, die wir jetzt betrachten müssen, ist die Wirksamkeit der Flüsse. Das fließende Wasser führt die Bruchstücke fort, die von seinem Bett und Ufer losgelöst werden. Mit ihrer Hilfe muß der Fluß allmählich sein Felsbett ausarbeiten und so einen Einschnitt im Boden der Urmulde schaffen. Die ursprünglich kantigen Bruchstücke werden bald, nach dem sie in das Flußbett gelangt sind, ihre Ecken verlieren und gerundet werden.

Dieser Einschnitt würde nun, wenn hier der Fluß allein arbeitete, senkrechte Wände zeigen und durch fortschreitende Flußerosion immer tiefer und tiefer werden. Aber zu gleicher Zeit greift die Verwitterung die Seiten des Einschnittes an, und da die losgelösten Felsstücke von den durch den Fluß geschaffenen Wänden herabfallen oder herabgleiten, verwandelt sich der senkrechte Einschnitt in ein V-förmiges Tal. Durch die Vertiefung des Tales muß der unterirdische Spiegel des benachbarten Grundwassers ebenfalls sinken, und zwar in der Weise, daß er sich gegen das Tal nach beiden Seiten hin neigt. Dieser Neigung seiner Oberfläche folgend, wird das Grundwasser sich langsam nach dem Tale zu in Bewegung setzen und hier in zahlreichen Quellen an den Seiten des Flußbettes zutage treten. Während der Periode der Talvertiefung wird im Strombett und an den Talgehängen der anstehende Fels vielfach bloßgelegt, und darum können wir diese Vorgänge Denudation nennen. Weil die Landoberfläche diesen mannigfaltigen Veränderungen unter der Einwirkung der Erosionsvorgänge unterliegt, bezeichnen wir die so entstandenen Formen als Folge-

formen, da sie ja aus den am Anfang aufgestellten Voraussetzungen notwendigerweise folgen.

Konsequente Formen. Es gibt jedoch viele Arten der Folgeformen. Die, welche sich unmittelbar aus den Bedingungen der Uroberfläche ergeben, mögen konsequente Formen heißen. So sind die obengenannten Täler, die durch die Nachfolger der Urflüsse am Grunde der Urmulde eingeschnitten wurden, konsequente Täler, und ihre Wasserläufe konsequente Flüsse. In dem Maße, als die konsequenten Täler sich vertiefen, werden die Urseen kleiner werden und in konsequente Seen übergehen; in ähnlicher Weise werden die Urwasserfälle allmählich geglättet (*S*, Fig. 5), allein, so lange wie sie leben, werden wir sie konsequente Fälle nennen. Die Talwände müssen jedoch langsam infolge der Verwitterung und Abtragung zurückweichen, und so wird den Tälern allmählich eine mehr und mehr offene Form verliehen; die Urwasserscheiden müssen etwas an Höhe verlieren, wenn der verwitterte Gesteinschutt nach und nach durch den Regen abgetragen und hinuntergewaschen wird. Dadurch werden Urwasserscheiden in konsequente Wasserscheiden, und die Urabdachungen in konsequente Abdachungen verwandelt. Die Form eines konsequenten Tales muß, im Querschnitt gesehen, zu der Vertiefung des Einschnittes durch den Fluß und zu der Zerstörung der Gehänge durch die Verwitterung in Beziehung stehen. Daher kann ein großer Strom eine tiefwandige Schlucht in festen Fels einschneiden, weil das Einsägen eines großen Flusses verhältnismäßig rasch vor sich geht, während die Verwitterung der festen Wände sich sehr langsam vollzieht. Andererseits wird ein kleiner Fluß in weichem Gestein nur ein offenes Tal aushöhlen.

Relief. Die Tiefe, bis zu der ein konsequentes Tal eingeschnitten werden kann, muß in der Hauptsache von der Höhe der Uroberfläche abhängen. Mit dem Fortschreiten der Talentwickelung wird das Relief der Oberfläche — das heißt, die örtlichen Höhenunterschiede zwischen den höheren und tieferen Teilen — stärker werden, weil die Vertiefung der Täler schneller vor sich geht als die durch die Verwitterung bewirkte Erniedrigung der wasserscheidenden Rücken. Wenn aber die Täler ungefähr so tief ausgearbeitet sind, wie es mit Rücksicht auf den benachbarten Meeresspiegel möglich ist, so kann eine weitere

Vertiefung nur überaus langsam stattfinden, langsamer sogar noch als die immer nur ganz allmähliche Erniedrigung der Rücken. Von dieser Zeit an vermindert sich das Relief. Wir müssen uns aber wieder daran erinnern, daß wir es bis jetzt nicht mit beobachteten Landformen zu tun haben, wir betrachten nur die zu erwartenden Schlußfolgerungen unserer ursprünglichen Voraussetzungen. Während alle diese Umgestaltungen der Landoberfläche vor sich gehen, muß längs der Küstenlinie noch eine andere Reihe von Änderungen stattfinden. Diese können eine Zeitlang aufbauende sein, besonders dort, wo Flüsse ihren Schutt ablagern und die Küstenlinie durch Schuttbildungen vorschieben; sie werden zerstörende sein, wo das Land von den Wellen des Meeres angegriffen und daher die Küstenlinie zurückgeschnitten wird.

Endformen. Diese sämtlichen Veränderungen müssen in geordneter Folge bestimmten Zielen zustreben: Erstens der Erniedrigung der stillstehenden Landmasse durch die Verwitterung und Abtragung zu einer niedrigen Ebene, die fast in der Höhe des Meeresspiegels liegt; denn eine derartige Ebene ist die Endform, welche die Folgeformen erreichen werden, wenn sie von den gewöhnlichen oder normalen zerstörenden Vorgängen unaufhörlich abgetragen werden. Zweitens, der Erniedrigung der Landmasse zu einer Plattform, die in mäßiger Tiefe unter dem Meeresspiegel liegt, da diese die Endform darstellt, bis zu der die Landmasse reduziert werden muß, wenn sie durch die zerstörende Tätigkeit des Meeres sehr langsam abradiert wird.

Erosionszyklus. Alle die verschiedenen Vorgänge, durch deren Tätigkeit eine Landmasse zerstört und erniedrigt wird, können wir unter der allgemeinen Bezeichnung: „Erosion" zusammenfassen, auf ihre Einteilung werden wir später erst eingehen. Die unbestimmte Zeit, die erforderlich ist, um eine Landmasse zu einer dem Meeresspiegel nahe kommenden Ebene abzutragen, nennen wir einen Zyklus normaler Erosion, um sie zu einer unterseeischen Plattform zu abradieren, einen Zyklus der marinen Erosion. Unter Stadien verstehen wir die einzelnen aufeinander folgenden Teile eines Zyklus. Während der frühen Stadien werden wir die Folgeformen jung nennen, während der späten Stadien alt, und in den mittleren Stadien werden wir sie als reif bezeichnen. Bei dieser Terminologie wie bei der Erfassung des Erosionszyklus überhaupt brauchen

wir nur die oben angeführten Worte Kants weiter auszudehnen, und außer ihnen möge in diesem Zusammenhang noch dieser Satz von Kant angeführt werden: „Wenn man wissen will, ob ein Ding alt, ob es sehr alt, oder noch jung zu nennen ist, muß man es nicht nach der Anzahl der Jahre schätzen, die es gedauert hat, sondern nach dem Verhältnis, daß diese zu derjenigen Zeit gehabt haben, die es dauern sollte“ (Sämtliche Werke I, S. 189). Es sei jedoch bemerkt, daß die Dauer eines Erosionszyklus unter verschiedenen Bedingungen auch sehr verschieden sein kann, daß man daher einen Zyklus nicht als eine bestimmte absolute Zeitperiode ansehen darf. Denn eine Landmasse aus weichen Gesteinen wird natürlich sehr viel schneller zu einer Ebene erniedrigt als eine, die aus widerstandsfähigen Gesteinen zusammengesetzt ist, wie wir später noch an mehreren Beispielen sehen werden.

Es ist von verschiedenen Seiten eingewendet worden, daß es sich hier nicht um einen Zyklus, einen Kreislauf handele. Wenn dies auch für gewisse Fälle richtig sein mag, so kann dieser Ausdruck doch im allgemeineren Sinne angewendet werden, und ich möchte daran erinnern, daß auch v. Richthofen von einem Kreislauf von Vorgängen spricht. Er sagt: „Jede Flächenausbreitung, welcher Art sie auch sei, kann wieder in ein Gebirge verwandelt werden, entweder durch Bewegungen in der Erdrinde oder durch Erosion. Es ist ein Kreislauf von Vorgängen, in welchem der gegenwärtige Zustand des Planeten und jedes einzelnen Teiles der Oberfläche der Kontinente eine Phase darstellt. Dieser Wandlungen muß man sich bewußt sein, um die Formen in ihrer Bedeutung zu verstehen“ (F. v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886, 684).

Konsequente Flüsse und Täler. Wir wollen nunmehr damit beginnen, die Entwickelung der Reihen von Folgeformen ausführlicher ins Auge zu fassen, und dabei uns wieder zuerst mit den Flüssen und ihren Tälern beschäftigen. Die Flüsse, die dem Laufe der Urmulden folgen und ihre Kanäle in die Uroberfläche einschneiden, können, wie schon gesagt, konsequente Flüsse, die Täler, die durch diese unter Mithilfe der Verwitterung geschaffen werden, konsequente Täler genannt werden.

In einer Landmasse von einfach domartiger Wölbung müssen die konsequenten Flüsse einen zentripetalen, strahlenförmigen Verlauf haben, auf einem stark verlängerten Dom werden sie von der Achse des Gewölbes in jeder Richtung als laterale

Wasserläufe abfließen, und so können wir für jede bestimmte Art von Urformen die zu ihnen gehörigen konsequenten Flüsse bestimmen.

Wie groß ein Fluß auch sein mag, er kann sein Tal an der Mündung (*M*, Fig. 6) nicht vertiefen — von der Tiefe des Flußkanals abgesehen —, weil die Landoberfläche dort dem Meeresspiegel gleichkommt. Ebenso kann der Oberlauf eines Flusses noch so hoch liegen, er vermag doch sein oberes Talstück (*T*) nicht schnell einzutiefen, weil die Wassermenge dort sehr gering ist. Die bedeutendste, rascheste Vertiefung des Tales muß daher an irgendeiner mittleren Stelle (*S*) geschehen, wo die Urlandoberfläche von ansehnlicher Höhe ist, und wo der Fluß über ausreichende Wassermengen verfügt. Auf diese Weise

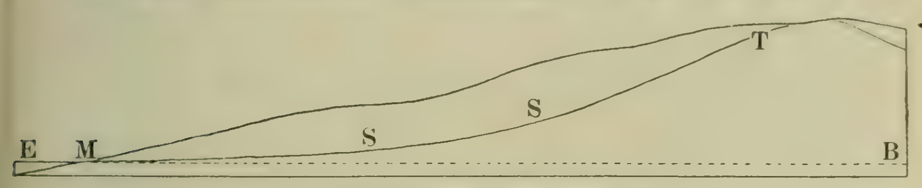


Fig. 6. Diagramm eines Flußprofils.

muß das Gefälle des Flusses (*SM*) unterhalb der Stelle größter Vertiefung vermindert, oberhalb (*TS*) verstärkt werden. Das Gefälle des Unterlaufes muß gleichzeitig dem Spiegel des Meeres, in das sich der Fluß ergießt, aufs feinste angepaßt werden, und so ergibt sich eine Grenze für den Betrag der Talvertiefung, da der Fluß seine Oberfläche an der Mündung nicht unter den Meeresspiegel zu bringen vermag.

Ausgeglichene Flüsse. Eine zeitweise Tiefengrenze des Tales oberhalb der Mündung wird erreicht, wenn das Gefälle des Flusses so sanft und die Geschwindigkeit infolgedessen so gering ist, daß der Fluß vollauf damit zu tun hat, die Schuttlast vorwärts zu schleppen, die er von seinem Oberlauf, seinen Nebenflüssen und Talgehängen erhält. Dort wird der Fluß als ausgeglichen zu bezeichnen sein. Das Gefälle eines solchen ausgeglichenen Flusses muß von dessen Größe und der Grobheit und Menge des in ihm fortbewegten Materiales abhängen. Dieses Problem ist von Gilbert gründlich studiert worden.[3] Ein kleiner Fluß, der viel groben Schutt geliefert bekommt, muß einen rascheren Lauf beibehalten, und darum wird sein ausgeglichenes Gefälle verhältnismäßig steil sein. Ein großer

Strom dagegen, der nur feinen Schutt und nicht einmal in größerer Menge erhält, wird einen ausgeglichenen Lauf bei sehr schwachem Gefälle entwickeln. Aber wenn ein großer Fluß reichlichen und groben Schutt zu tragen hat, muß er auch ein starkes Gefälle besitzen. Aus diesen Gründen wird die Tiefe eines ausgeglichenen Taleinschnitts ebensowohl von der Belastung des Flusses wie von der Höhe der Uroberfläche abhängen müssen.

Mündungen der Nebenflüsse. Wenn zwei Stromlinien auf der Uroberfläche ineinander münden, kommen sie in gleichem Niveau zusammen. Sind die beiden Ströme von gleicher Größe, so müssen sie ihre Täler in gleichem Maße vertiefen, und es muß die Niveauübereinstimmung, die bei ihrer ursprünglichen Vereinigung stattfand, aufrecht erhalten werden. Ist jedoch der eine Fluß viel größer als der andere, so kann das Tal des größeren Flusses (*F*, Fig. 7) eine Zeit lang schneller vertieft werden als das Tal des kleineren (*N*), und es werden in diesem Falle die beiden Täler bei ihrer Vereinigung verschiedene Niveaus besitzen. Der kleinere Fluß muß dann von seinem ungleichsohligen oder hängenden Seitental in einem Wasserfall in das tiefere Tal des größeren hinabstürzen. Es sei jedoch bemerkt, daß in einem sehr langsam gehobenen Hochlande die Vertiefung des Haupttales ebenso langsam vor sich gehen muß, und unter diesen Umständen wird man hängende Seitentäler nicht erwarten dürfen. Allein auch in einem rasch sich hebenden Gebiet werden die Seitentäler nicht lange ungleichsohlig bleiben, weil in dem Maße, als der größere Strom ein fast ausgeglichenes Gefälle (*G*) erlangt, seine weitere Talvertiefung verzögert werden muß, während der Nebenfluß (*M*) gleichzeitig sein Tal schneller eintiefen muß. So wird rechtzeitig eine gleichsohlige Vereinigung von Haupt- und Nebenfluß wieder zustande kommen, gerade wie der Hauptfluß seinen Unterlauf und seine Mündung an das Meeresniveau angepaßt hat. Dann dehnt sich allmählich ein ausgeglichenes Gefälle gegen den Oberlauf des Nebenflusses hin aus, und auf

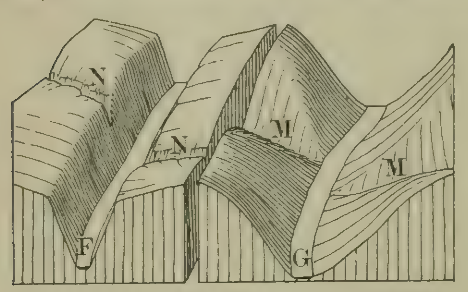


Fig. 7. Junge und reife Mündungen der Nebenflüsse.

diese Weise muß das Gefälle des ganzen Entwässerungssystems schließlich dem Spiegel des Meeres, in das es sich ergießt, angepaßt werden. Ist die konkordante Vereinigung von Haupt- und Nebenflüssen einmal hergestellt, so geht sie auch während des ganzen Verlaufes eines normalen, ungestörten Erosionszyklus nicht wieder verloren. Sie bezieht sich allerdings stets nur auf die Oberflächen der Flüsse, denn das Bett des Hauptflusses muß immer tiefer als das eines kleineren Zuflusses liegen.

Normale Formen und normale Erosion. Ich möchte bei dieser Gelegenheit darauf aufmerksam machen, daß einige Geographen das Wort *normal* in einem anderen Sinne gebrauchen, als es hier geschehen ist. So liest man z. B. in einer ausgezeichneten allgemeinen Darstellung der Hauptzüge der Erdoberfläche: „Wo zwei Täler ineinander münden, da vereinigen sich unter normalen Verhältnissen ihre Sohlen in gleicher Höhe“[4]. In diesem Sinne angewandt, würde ein kleiner, sehr junger Nebenfluß, der in die tiefere, enge Schlucht des viel größeren jungen Hauptflusses hinunterstürzt, *abnorm* sein. Meines Erachtens könnte man dann ebensogut einen Säugling, der noch keine Zähne hat, abnorm nennen. Es wäre vielmehr ein Säugling mit Zähnen und ein kleiner Nebenfluß, der eine *gleichsohlige* Mündung in einem jungen, sehr großen und tief eingeschnittenen Hauptfluß besitzt, abnorm, weil das, was normal für ein wohl entwickeltes Flußsystem ist, ganz abnorm für ein junges System ist, und umgekehrt.

Ich werde in diesen Vorlesungen *normal* in zwei verschiedenen Bedeutungen verwenden. Zunächst zur Bezeichnung der gewöhnlichen Erosionsvorgänge, also vor allem der Tätigkeit der Verwitterung, des Regens und der Flüsse. Dann aber auch, um irgendeine Form anzudeuten, die mit Rücksicht auf Zeit und Ort an richtiger Stelle vorkommt. Es würde z. B. ein starkes Gefälle im Unterlaufe eines jungen Flusses, oder ein schwaches Gefälle im oberen Laufe eines sehr alten Flusses ganz normal sein; allein während des mittleren Alters des Flusses wären ein starkes Gefälle im unteren Laufe und ein schwaches im oberen Laufe abnorm, indem das normale Profil eines „mittelalten“ oder reifen Flusses im Unterlauf schon flach ausgeglichen, im oberen Laufstück dagegen noch recht steil sein muß.

Es sei dann hier noch ausdrücklich auf die weitere Fassung des Begriffes der *Erosion* hingewiesen, die von der gewöhn-

lich bei deutschen Autoren zu findenden abweicht, indem diese den Ausdruck auf die zerstörende Wirkung des rinnenden Wassers beschränken. In denselben Büchern trifft man aber Ausdrücke wie „Erosionstäler“ und „Erosionsgebirge“ als Namen für Formen, die keineswegs ausschließlich durch die Tätigkeit des rinnenden Wassers erzeugt sind, sondern vielmehr den weit weniger augenfälligen Vorgängen der Verwitterung, dem Gekriech und der allgemeinen Abtragung ihre Entstehung verdanken. Daher sind wir berechtigt, von Erosionsvorgängen in dem weiteren Sinne, den wir in dem vorhergehenden Abschnitt verwendet haben, zu sprechen und ebenso auch von einem Erosionszyklus zu reden.

Erosionsbasis. Der Meeresspiegel stellt die Basis dar, auf die die Flüsse bei ihrer Arbeit Rücksicht nehmen müssen, solange die Landmasse ungestört bleibt, und die Flüsse ihre Tätigkeit fortsetzen können, und er wird daher Erosionsbasis (*EB*, Fig. 6 oder 8), genannt.[5] Wir können ohne weiteres die Erosionsbasis als diejenige Basis bezeichnen, nach der sich die normalen Erosionsvorgänge bei ihrer Arbeit richten.

Stromschnellen und Stromstrecken. Wir müssen nun noch eine Anzahl einzelner Züge beschreiben, die sich während der Erreichung des ausgeglichenen Zustandes bei einem konsequenten Flußsystem entwickeln. Wenn der noch nicht gänzlich ausgeglichene konsequente Fluß *AGM* (Fig. 8) von einer weichen (*W*) zu einer widerstandsfähigen Gesteinsmasse (*H*) übergeht, muß der harte Fels einen Riegel bilden, so daß der nächste stromaufwärts liegende Teil in der weicheren Gesteinspartie zu einer ausgeglichenen Strecke mit Rücksicht auf diesen Riegel erniedrigt wird, in ähnlicher Weise, wie sich der Unterlauf in bezug auf den Meeresspiegel ausgleicht.

Fließt andererseits der noch nicht ausgeglichene Fluß aus dem härteren (*H*) nach dem weicheren Gestein (*V*), so wird die Vertiefung des jungen konsequenten Tales in der weichen Strecke schneller vor sich gehen müssen als in der härteren. Dadurch wird in dem Übergangsgebiet eine plötzliche Verstärkung des Gefälles hervorgerufen: es wird der Fluß hier eine Stromschnelle oder einen Wasserfall (*G*) bilden und sich auch wegen der größeren Geschwindigkeit verengen, das nackte Gestein bloßlegen und durch fortgesetzte Denudation abtragen. Das herabstürzende Wasser wird einen Pfuhl aushöhlen, der

etwas tiefer und breiter als der sonstige Kanal ist, so daß sich an dieser Stelle das Wasser langsamer bewegt.

Solche örtlichen Züge, die in dem Urfluß nicht vorhanden waren, sondern sich unmittelbar aus der Wirkung der konsequenten Flüsse auf die darunter liegenden Strukturen ergeben, können wir als subkonsequente bezeichnen. Infolge des ungleichmäßigen Gesteinswiderstandes wird der Lauf des konsequenten Flusses bald in ausgeglichene Stromstrecken und unausgeglichene Fälle gegliedert werden. Jeder Riegel Widerstand leistenden Gesteins kann als eine örtliche Erosionsbasis angesehen werden, die bewirkt, daß das nächste talaufwärts gelegene Stück des weicheren Gesteins ausgeglichen wird; aber in diesem Falle liegt die Erosionsbasis nicht fest, sie wird vielmehr langsam abgetragen und erniedrigt, und die ausgeglichene Strecke muß in gleichem Maße degradiert werden, das heißt, sie wird langsam erniedrigt, obgleich sie ihren ausgeglichenen Zustand immer beibehält. Darum tut man gut, die Bezeichnung „Degradation" in der hier gegebenen Bedeutung zu gebrauchen.

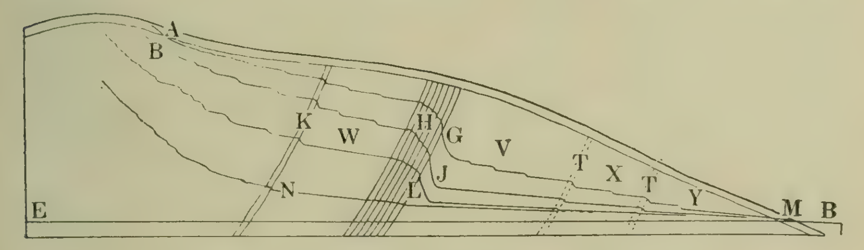


Fig. 8. Die Entwicklung von Stromschnellen und Stromstrecken.

Im frühen Stadium eines Erosionszyklus vergrößert sich zeitweise die Höhe einiger subkonsequenten Stromschnellen und Wasserfälle. Damit dies geschehen kann, muß erstens eine stromaufwärts liegende Strecke eines Flusses in ziemlicher Höhe stehen, und widerstandsfähige Gesteine müssen vorhanden sein, die ein rasches Vertiefen verhindern; andererseits muß an einem stromabwärts gelegenen Laufstück ein schnelles Einschneiden durch weiches Gestein (V, X, Y) ermöglicht sein. Subkonsequente Fälle müssen dagegen niedrig sein, wenn sie in einem Tiefland (X) vorkommen, wenn sie in einem Hochlande (K) kurz vor einem hohen Wasserfall entstehen, oder durch Gesteinsmassen von nur mäßiger Widerstandsfähigkeit (T) bedingt werden. Wo das den Wasserfall bildende Gestein nicht besonders hart

ist, wird der Fall bald durch Erosion zerstört werden, und die benachbarten ausgeglichenen Strecken werden sich vereinigen, wie bei *LM*; wo es dagegen sehr hart ist, wird der Wasserfall eine längere Dauer haben. So muß ein konsequenter Fluß (*AGM*), der in seiner frühen Jugend durch viele subkonsequente, kleine Fälle in zahlreiche, kurze, ausgeglichene Strecken zerlegt wird, in seiner späteren Jugend (*BJM*) durch eine geringere Anzahl von Fällen in eine kleinere Zahl längerer, ausgeglichener Strecken zerfallen. Aber da der Erosionsvorgang ständig an der Arbeit ist, werden selbst die länger andauernden Fälle allmählich abgetragen werden, und es wird ein ununterbrochenes, ausgeglichenes Bett (*NLM*) am Mittel- und Unterlauf des reifen Flusses hergestellt. Wenn diese Ableitungen richtig sind, so ist es klar, daß sie eine äußerst praktische Methode für die Beschreibung der Flußläufe darstellen.

Wir haben gesehen, daß während der Entstehung eines ausgeglichenen Laufes im unteren und mittleren Teil des Flusses das Gefälle des Oberlaufes und das der kleineren Nebenflüsse zunimmt. Diese kleineren Flüsse werden ihrerseits eine Reihe von Stromschnellen und Stromstrecken ausbilden. Hier werden die subkonsequenten Fälle längeren Bestand haben, und zwar einmal, weil die Flüsse von geringerer Größe sind, und dann, weil die Höhe der abzutragenden Urmasse bedeutender ist. Aber nach einer bestimmten Zeit müssen auch diese Fälle verschwinden, und die Flußprofile werden in ihrer ganzen Länge vollständige Ausgeglichenheit aufweisen.

Das Vorkommen dieser verschiedenen Kleinzüge eines Flußsystems wird den meisten Studierenden wahrscheinlich schon durch die Beobachtung bekannt sein. Wir müssen aber für jetzt alle tatsächlichen Beispiele außer Acht lassen, denn wir streben hier nur danach, die zu erwartenden Züge eines gedachten Flußsystems deduktiv zu bestimmen; ob die Deduktionen richtig sind oder nicht, werden wir erst später erfahren.

Seitliche Erosion. Bisher haben wir angenommen, daß die Urmulden nur durch senkrechtes Einschneiden ihrer Flüsse und durch die symmetrische Verwitterung der Gehänge in konsequente Täler verwandelt werden. Das würde der Fall sein, wenn die konsequenten Flüsse vollkommen geradlinig wären (*A*, Fig. 9), aber wirklich gerade Flußläufe dürfen wir nicht voraussetzen. Es wird immer unregelmäßige Biegungen oder

Windungen im Laufe der Urmuldenlinie geben, und bei jeder Windung wird die Fliehkraft sich bemühen, die schnellste Strömung gegen die äußere Seite der Windung zu verlegen. Daher wird die Erosion hauptsächlich am äußeren Ufer stattfinden, die konsequenten Windungen werden vergrößert und die Talseiten asymmetrisch werden. Die seitliche Erosion muß deshalb die vertikale begleiten; während aber diese immer nach unten gerichtet ist, wirkt jene abwechselnd nach rechts und nach links.

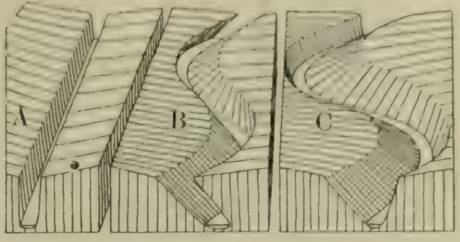


Fig. 9. Senkrecht und schräg erodierte Schluchten.

Übte die Verwitterung keinen bodengestaltenden Einfluß aus, dann müßten die Talwände eines gewundenen Flusses (*B*, Fig. 9) häufig überhängen. Es wird dies jedoch durch die Verwitterung und Schwerkraft in der Regel verhindert, indem jene durch Abrutschungen steil abgeböscht werden. Auf diese Weise wird ein junger gewundener Fluß (*C*) ein Tal mit einer Reihe konkaver Amphitheater und geneigter Sporne entwickeln, und stets wird ein solcher Sporn gegenüber einem Amphitheater liegen. Kleine Bergstürze, die oft in engen jungen Tälern vorkommen müssen, besonders dort, wo die Schichten gegen das Tal geneigt sind, werden auch durch die seitliche Erosion gewundener Flüsse gefördert.

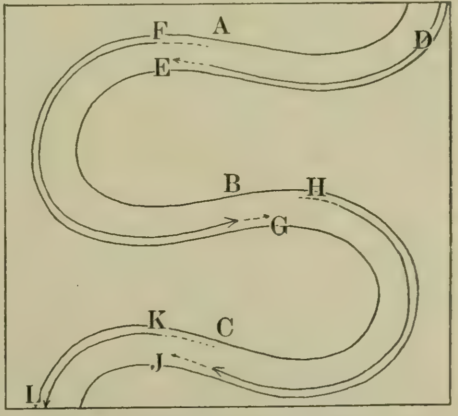


Fig. 10. Talabwärts gerichtete Verlegung der Windungen eines Flusses.

Außer der Vergrößerung der Flußwindungen besteht eine zweite Wirkung der Fliehkraft darin, daß die Flußkurven langsam talabwärts wandern, was man sich in folgender Weise erklären kann: *A*, *B*, *C* (Fig. 10) mögen die Inflexionspunkte darstellen, d. h. die Stellen, wo eine Kurve — die allerdings hier zu regelmäßig gezeichnet ist — in

die nächste übergeht. Die schnellste Strömung in jeder Kurve wird nicht gerade am Anfang der Kurve, sondern etwas weiter stromabwärts (*F*, *H*, *K*), an dem äußeren Ufer vorhanden sein; wenn sie aber hier gut eingesetzt hat, muß sie sich längs dieser Seite des Flusses etwas jenseits (*E*, *G*, *J*) der nächsten Inflexionspunkte fortsetzen. Die stärkere Erosion wird dort stattfinden, wo die raschere Strömung in der Nähe des Ufers liegt, und daher strebt der gewundene Fluß danach, seine Kurven nicht nur seitlich zu vergrößern, sondern auch langsam talabwärts zu verlegen, die talaufwärts liegende Seite jedes Sporns anzuschneiden und die talabwärts liegende zu verlassen. Infolgedessen muß sich jeder Sporn sowohl talabwärts als auch gegen sein Ende hin sanft abböschen, und der steile Abhang jedes Amphitheaters muß sich längs der talaufwärts liegenden Seite des nächsten talabwärts liegenden Sporns fortsetzen, wie dies in Fig. 11 dargestellt ist.

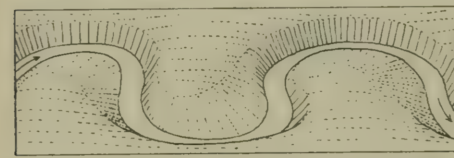


Fig. 11. Das Tal eines gewundenen Flusses.

An der sanfter geneigten Talseite, von der aus der Fluß sich seitlich oder talabwärts verlegt, können sich Ablagerungen von gerundeten Schottern und geschichtetem Sand eine Zeitlang erhalten. An der gegenüberliegenden, angeschnittenen und daher durch die Verwitterung steil abgeböschten Talseite werden dagegen nur Aufschlüsse und daneben etwas Schutt lokalen Ursprungs vorhanden sein. Es kann bei einem einschneidenden Fluß nun vorkommen, daß das Maß der seitlichen Erosion das der vertikalen um ein Vielfaches übertrifft, und daß daher, wenn das ausgeglichene Stadium erreicht ist, der Lauf des konsequenten Flusses weit gewundener als der des Urflusses ist. Während dieses Vorganges strebt der Fluß danach, jede konsequente Windung zu vergrößern, und wahrscheinlich werden die kleineren Biegungen — d. h. diejenigen, deren Krümmung schärfer ist — mehr als die anderen vergrößert werden. Längs der wenig gekrümmten Biegungen werden kleine und zufällige Unregelmäßigkeiten neue Biegungen entstehen lassen, die rascher wachsen werden als die sanft gekrümmten, die sie unterbrechen. Ist das ausgeglichene Stadium geschaffen, so werden die meisten Flußbiegungen nicht nur größer als die Urbiegungen — die größten vielleicht ausgenommen — sein, sondern sie werden

auch eine größere Regelmäßigkeit zeigen. Große Flüsse werden rasch kleine Windungen in größere umwandeln, kleine Flüsse werden gewöhnlich kleinen Windungen folgen, weil sie nicht die Kraft besitzen, große Kurven zu entwickeln.

Es ist eben gezeigt worden, daß die Urbiegungen eines Flusses während des Einschneidens durch seitliche Erosion vergrößert werden. Daher wird die Länge des ausgeglichenen Flusses größer als die des Urflusses sein, und infolgedessen muß die Tiefe des Einscheidens bei erreichter Ausgleichung geringer sein, als wenn seitliche Erosion nicht stattgefunden hätte. Wir dürfen sagen: je gerader ein Flußlauf, desto tiefer kann er einschneiden, und ein desto größeres Relief wird er hervorbringen. Die weitere Entwickelung der Flußwindungen wird in einem späteren Abschnitt behandelt werden.

Nebenflüsse. Nunmehr wenden wir unsere Aufmerksamkeit der Entwickelung von Nebenflüssen zu. Außer den wenigen Nebenflüssen, die durch die kleineren Mulden der Urlandmasse bedingt sind, und die daher, wie die Hauptflüsse, konsequent heißen können, gibt es noch andere Arten von Nebenflüssen, die eine nähere Betrachtung erheischen.

Die bereits beschriebenen konsequenten Flüsse (Fig. 3) folgen den ihnen vorgezeichneten Urmuldenlinien. Sie stehen in ihrer Anlage wie in ihrer Richtung in einer bestimmten Beziehung zur Uroberfläche, weshalb wir sie bestimmt-konsequente Flüsse nennen. Daneben wird es auch noch andere, kleinere Nebenflüsse geben, die die allgemeine Abdachung der Uroberfläche hinabfließen. Diese sind dann ihrer Richtung, nicht aber ihrer Anlage nach bestimmt und sollen unbestimmt-konsequente Flüsse heißen.

Insequente Nebenflüsse. Zu dieser Klasse gehören Flüsse, die in einer, man könnte sagen, zufälligen Weise als einfache Rinnen an den Seitenhängen eines konsequenten Tales beginnen, und die sich durch rückschreitende Erosion verlängern, ohne durch die Form des Hochlandes, das sie entwässern, oder durch die Struktur der konsequenten Talseiten, in die sie einschneiden, in bestimmter oder augenfälliger Weise beeinflußt zu werden. Flüsse und Täler dieser Art möchte ich insequent nennen, womit natürlich nicht gesagt sein soll, daß es keine Erklärung für die Richtung und Anlage dieser Flüsse gibt; es ist nur uns unmöglich, eine solche zu entdecken. Derartige

Flüsse müssen durch unregelmäßige Verzweigung ausgezeichnet sein.

Gliederung der Urentwässerungsbecken. Die rückschreitende Erosion der Täler insequenter und unbestimmt-konsequenter Nebenflüsse muß in einem hohen Grade durch die Zufuhr des Grundwassers beeinflußt werden. Das Talende muß immer in jener Richtung wachsen, in der das Grundwasser reichlich vorkommt. In dem Maße, wie die Entwickelung der Nebenflüsse fortschreitet, wird die wenig gegliederte Oberfläche der Urentwässerungsbecken immer mehr in kleine Flußgebiete gegliedert, die durch schmale Riedel voneinander getrennt sind.

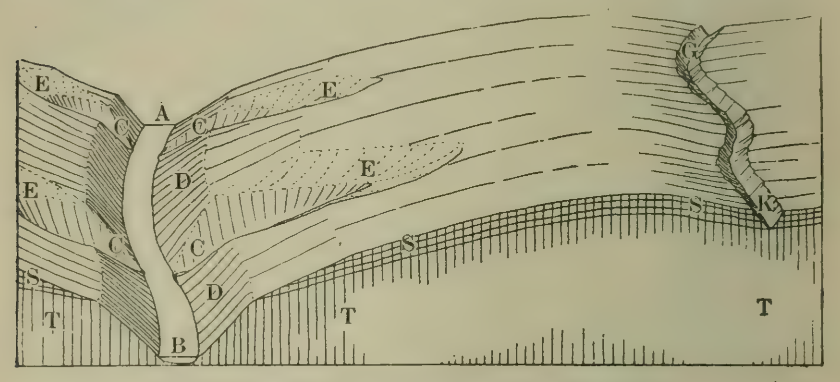


Fig. 12. Frühes Entwicklungsstadium subsequenter Nebenflüsse.

Stehen diese Hügel zwischen insequenten Tälern, dann wird man die Wasserscheiden auf solchen Hügeln als insequente Wasserscheiden bezeichnen können.

Subsequente Nebenflüsse. Eine wichtige Klasse von Nebenflüssen, die sich während der Erosion der konsequenten Haupttäler ausbilden, umfaßt solche Flußläufe, die als Rinnen in den Streifen weichen Gesteins, die an den Seiten des Tales bloßgelegt worden sind, ihren Ursprung nehmen. Ebenso wie ein Tal dort schneller ausgeglichen wird, wo der Fluß über weiches Gestein fließt, so muß das Tal sich unter dem Einfluß der Verwitterung dort rascher erweitern, wo an den Talgehängen weiches Gestein ansteht. Es wird dann schließlich ein Nebenfluß die seitliche Hohlform, die dort geschaffen wird, hinabfließen. Einen solchen Fluß und ebenso das Tal, das er entwässert, nennen wir subsequent. Wir wollen eine Landmasse von zusammengesetzter Struktur annehmen; sie soll aus

einer Decke mariner Sedimente (*SS*, Fig. 12) bestehen, die auf senkrecht aufgerichteten Schichten (*TT*) ruhen, welche nach links und rechts streichen, und bei denen harte (*DD*) und weiche (*CC*) Gesteine mehrfach miteinander abwechseln. Ein konsequentes Haupttal (*AB*) ist in diese Masse eingeschnitten, und subsequente Nebenflüsse (*CE*) haben sich bereits an jeder Seite entwickelt.

Wächst nun durch rückschreitende Erosion das Entwässerungsgebiet eines subsequenten Flusses, so muß er von einzelnen Teilen, die vorher zu den konsequenten oder insequenten Flüssen entwässerten, Besitz ergreifen. Und in der neuen, auf diese Weise entstandenen Entwässerungsanlage müssen immer engere

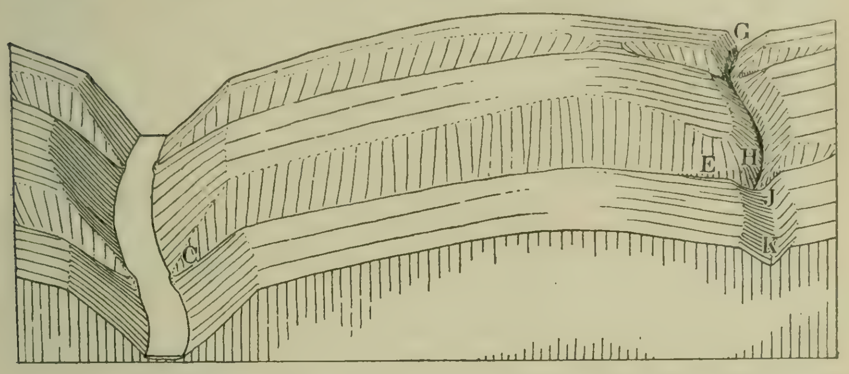


Fig. 13. Späteres Stadium der Entwicklung subsequenter Nebenflüsse.

Beziehungen zwischen Tälern und Zonen weichen Gesteins hergestellt werden, wie es Fig. 13 veranschaulicht, während die Streifen widerstandsfähigen, früher bedeckten und jetzt freigelegten Gesteins als Längsrücken und Wasserscheiden übrigbleiben. Da die Rücken, die diese Täler trennen, sich unabhängig von den Urformen entwickeln, können sie subsequente Rücken heißen und ebenso die Wasserscheiden, die ihnen folgen, subsequente Wasserscheiden. Charakteristisch für diese subsequenten Täler ist eine deutlich ausgesprochene Richtung, die mit dem Auftreten weicher Gesteine zusammenfällt.

Einfluß der Struktur auf die Richtung der Flußläufe. Insequente Flüsse und Täler müssen in Landmassen, deren Urform flach ist oder nur sehr sanfte Neigungen zeigt, besonders zahlreich vertreten sein, weil in diesem Falle die Zahl der konsequenten Flüsse geringer sein wird als auf Massen, deren Uroberfläche durch unregelmäßige Hebungen viele gut ausgebildete

Rücken, Abdachungen und Mulden erhalten hat. Auch in Massen von homogener oder wagerechter Struktur müssen insequente Flüsse, Täler, Hügel und Wasserscheiden in großer Zahl vorkommen, denn hier scheinen sich die Rinnen an jedem Punkt einer konsequenten Talseite ausbilden zu können, und ihr rückschreitendes Wachstum kann sowohl nach dieser wie nach jener Richtung hin erfolgen. Andererseits werden subsequente Flüsse, Täler, Rücken und Wasserscheiden vorwiegend in Massen von ungleichartiger, geneigter oder gefalteter Struktur zu finden sein, da hier ein häufiger Wechsel zwischen Streifen widerstandsfähiger und weicher Struktur eintritt. Zwei einander entgegenfließende subsequente Nebenflüsse werden im allgemeinen an den gegenüberliegenden Seiten eines Hauptflusses liegen (Fig. 12 und 13), weil der sie bedingende Streifen weicherer Struktur sich an beiden Seiten des Hauptflusses hinzieht. Eine derartige systematische Anlage wird man bei den insequenten und unbestimmt-konsequenten Nebenflüssen nicht erwarten dürfen.

Flußablenkungen. In Gebieten mit geneigter Struktur wird es oft vorkommen, daß ein tiefliegender, subsequenter Fluß (*EC*, Fig. 13), der sich rückschreitend längs eines Streifens weicheren Gesteins entwickelt, den Lauf eines höherliegenden, kleineren konsequenten Flusses (*GK*) unterschneidet. Dann wird der obere Teil (*GH*) des höherliegenden Flusses abgelenkt, er bildet ein Knie und vereinigt sich mit dem tieferliegenden Fluß (*EC*), dessen Wassermenge er auf diese Weise vermehrt, während der untere Teil (*JK*) des höherliegenden Flusses sozusagen enthauptet wird und mit geringerer Wassermenge als früher seine Arbeit verrichten muß. Das gleiche wird sich unabhängig von der Struktur ergeben, wenn der Oberlauf eines kurzen, jedoch über ein starkes Gefälle verfügenden Flusses (*BR*, Fig. 14) dicht an einem längeren Flusse gelegen ist, der ein geringeres Gefälle besitzt (*GHL*). Dieselben Verhältnisse liegen bei *PQ* und *STM* in Fig. 3 vor. Wird die Wasserscheide in immer größere Nähe des längeren Flusses gerückt, so wird etwas Wasser von diesem nach dem kleineren unterirdisch hinfließen und so die bevorstehende Ablenkung beschleunigen. Wenn die Ablenkung dann eintritt, kann man sagen, daß die Wasserscheide von der Quelle des ablenkenden Flusses um die des abgelenkten herumspringt.

Die Folge hiervon wird sein, daß sich das Tal unter- und oberhalb des Ablenkungsknies (*K*, Fig. 14) vertiefen und ein neues, tieferliegendes Profil entwickeln wird. Der vergrößerte, ablenkende Fluß (*M*) wird jetzt zu groß sein, um in die Talwindungen hineinzupassen, denen er vorher zufrieden gefolgt ist, als er noch eine geringere Wassermenge führte. Die Talwindungen müssen daher rasch einen größeren Umfang annehmen; während dieses Vorganges ist der Fluß überfähig, seinen früheren kleineren Windungen zu folgen. Andererseits muß der Unterlauf (*U*, Fig. 14) des enthaupteten Flußlaufes jetzt zu klein sein, um sich in den Talwindungen zu schlängeln, die er vor seiner Ablenkung ausgebildet hat; er wird deshalb in den früheren Talwindungen regellos hin- und herschwanken und gleichzeitig den Talboden durch den Schutt, den die Nebenflüsse mitführen, und den er gänzlich fortzutragen nicht mehr imstande ist, langsam aufschütten. Ein solcher Fluß könnte als unterfähig, seinen früheren Windungen zu folgen und seine frühere Arbeit zu leisten, bezeichnet werden. Aus diesen Gründen sollte man auf die Beziehungen zwischen den Windungen des Flusses und denen des Tales stets sorgfältig achten.

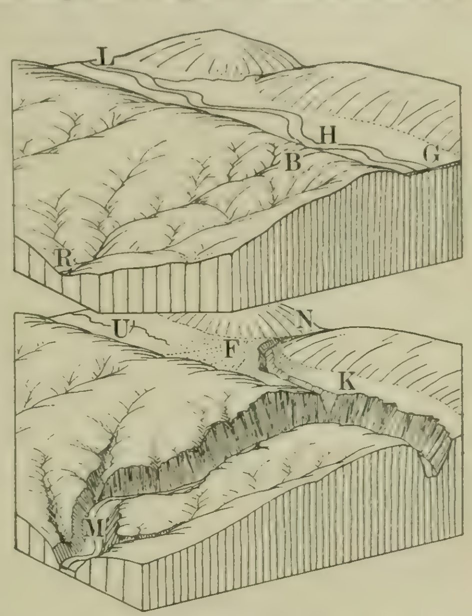


Fig. 14. Eine bevorstehende (oben) und eine neue Flußablenkung (unten).

Es wird sehr wohl vorkommen können, daß eine Schuttablagerung oder ein alluvialer Schuttfächer (*F*, Fig. 14), der durch einen seitlichen Zufluß (*N*) auf dem Talboden in der Nähe der Quelle des geköpften Flusses gebildet wird, eine größere Höhe erreicht als die neue Wasserscheide an dem Ablenkungsknie. Dann wird der obere Teil des enthaupteten Flusses seine Laufrichtung umkehren und dem ablenkenden Flusse tributär werden; der seitliche Zufluß (*N*) kann ebenfalls

4*

diese neue Richtung einschlagen und eine kleine Schlucht an der Seite der tieferen Schlucht rings um das Knie einschneiden.

Man kann eine solche Flußablenkung dann als voraussichtlich bezeichnen, wenn ihr Eintreten als wahrscheinlich anzusehen ist, auch wenn bis zur Vollendung noch lange Zeit erforderlich sein sollte; sie ist bevorstehend, wenn sie beinahe vollendet (Fig. 14 oben), neu, wenn die Schlucht an dem Ablenkungsknie noch eng ist (Fig. 14 unten), und lange vollzogen, wenn das Tal an dem Knie bereits weit geöffnet ist.

Jugend und Reife. Die bisher angeführten Veränderungen müssen alle zusammen allmählich fortschreiten, während die größeren Flüsse ihren Lauf ausgleichen: sie alle sind charakteristisch für das Jugendstadium des Erosionszyklus. Die Jugend eines Flußsystems geht in die Reife über, wenn die größeren Nebenflüsse ihre Talböden ausgeglichen haben. Zu dieser Zeit kann, zugleich mit der fortschreitenden Entwickelung des Hauptstromes und dem Wachstum neuer insequenter und subsequenter Nebenflüsse, die ursprünglich wenig gegliederte Oberfläche der gehobenen Urlandmasse durch das verzweigte Talsystem gründlich oder reif zerschnitten werden. Es ist aber offenbar möglich, daß die allgemeine Oberfläche das Reifestadium etwas später erlangt als die Flüsse. Daher muß man bei sorgfältigen Beschreibungen durchaus die Entwicklungsstadien der verschiedenen Teile in einer Landschaft voneinander trennen; wird hier kein Unterschied gemacht, so muß man schließen, daß sich die Angaben über Jugend und Reife auf die Zerschneidung der allgemeinen Oberfläche beziehen. Ein reif verzweigtes Talsystem wird überall gut ausgeglichene Gehänge aufweisen, an denen der Schutt auf möglichst kurzem Wege in die Flüsse hinabkriecht, um dann von den dazu geeigneten Wasserläufen ins Meer geführt zu werden. Kleine Seen bleiben erhalten, die den Abfluß des Wassers verzögern oder die Fortschaffung des Schuttes verhindern. Wo die reifen Flüsse in ihrem Unterlauf am größten sind, muß das Gefälle am geringsten sein, so daß hier der Fluß schon spätreif sein kann; wo die Oberläufe am kleinsten sind, müssen sie das stärkste Gefälle besitzen, hier sind daher die kleinen Flüsse immer noch jugendlich. Die steilen Oberläufe fließen schnell in schmalen Kanälen dahin und sind deshalb imstande, trotz ihres geringen Volumens Schutt an ihrem Talboden fortzufegen; die sanft geneigten, langsam sich

bewegenden, breiten Unterläufe empfangen fast ausschließlich feineren Schutt, den sie dann auch trotz ihres geringen Gefälles zu transportieren vermögen. In dieser Weise regelt sich der Erosionsvorgang zur Zeit der allgemeinen Reife des Zyklus.

Man hat zuweilen gesagt, ein ausgeglichener Fluß mit steilem Gefälle im Oberlauf und sehr sanftem Gefälle im Unterlauf sei als ein normaler Fluß anzusehen. Es scheint besser zu sein, einen solchen Fluß als reif und nicht als normal zu beschreiben, da, wie wir schon oben bei der Betrachtung der Nebenflußmündungen sahen, die Eigentümlichkeiten junger Flüsse ebenso normal sind wie die reifer Flüsse. Ein flaches Gefälle im noch nicht eingeschnittenen Oberlauf und Stromschnellen im noch nicht ausgeglichenen Unterlauf eines sehr jungen Flusses wären völlig normal, aber geringes Gefälle in dem stark abgetragenen Oberlauf eines alten Flusses ist, wie wir später sehen werden, gleichfalls normal. Für einen Fluß mit gut entwickelter Gefällskurve ist daher nicht normal, sondern reif die richtige Bezeichnung.

Talsohlen. Während der Zeit, in der ein konsequenter Fluß vor der Erreichung eines ausgeglichenen Gefälles sein Tal zu vertiefen bestrebt ist (*A* Fig. 15), wird der Talboden nicht breiter als der Fluß sein. Erst wenn der ausgeglichene Zustand fast erreicht ist, kann auch eine seitliche ohne erhebliche vertikale Erosion stattfinden, und dann fängt der Fluß (*B*) an, seinen Talboden zu verbreitern. Die Herstellung des ausgeglichenen Gefälles, wenn also die Leistungsfähigkeit des Flusses und die Arbeit, die er zu leisten hat, aufs feinste angepaßt sind, bezeichnet den Übergang vom Stadium der Jugend zu dem der Reife. Da eine Verbreiterung des Talbodens erst dann möglich ist, ist das Vorhandensein einer schmalen Talsohle oder Aue ein ausgezeichnetes Kennzeichen für den Beginn der Flußreife.

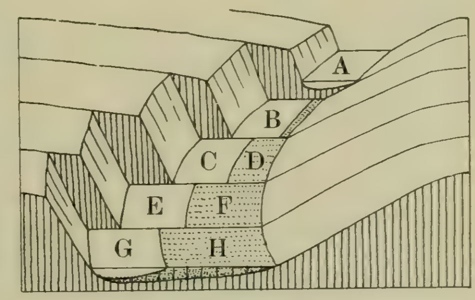


Fig. 15. Die Entwicklung von Flußauen.

Die Verbreiterung des Talbodens wird in folgender Weise vor sich gehen. Bei einer Biegung muß der konsequente, aus-

geglichene Fluß an seinem äußeren Ufer (C, E, G) stark erodieren und die Urbiegung immer mehr vergrößern; zu gleicher Zeit wird sich jedoch eine Ablagerung von Schotter und Sand an dem inneren Ufer auf dem Felsboden des Tales (D, F, H) bilden und sich allmählich verbreitern. Diese wird dann durch den Niederschlag von feinerem Sand und Schlamm bis zu der Höhe des gewöhnlichen Hochwassers emporwachsen; so muß eine gleichmäßige Flußaue entstehen, die eine Decke für das Gestein des Talbodens darstellt. Zuerst erscheint die Flußaue als schmaler Streifen an der Innenseite der vergrößerten konsequenten Flußwindungen (Fig. 16) und daher abwechselnd am rechten und am linken Ufer. Aber im Laufe der Zeit müssen die Flußwindungen die seitlichen Amphitheater vergrößern, talabwärts wandern, die talaufwärts gerichtete Seite der Sporne abtragen und die Spornenden zuschärfen. Später werden die Sporne abgestumpft (Fig. 17) und dann gänzlich abgeschnitten werden, so daß schließlich die Aue sich zu beiden Seiten des Flußlaufes ausdehnt. Nun ist der Fluß frei und kann sich nach rechts und links in selbstgeschaffenen Windungen bewegen, die wir Mäander nennen werden. Er wird nur dort eine Beschränkung erfahren, wo er gegen die Talseiten stößt und deren Fuß (Fig. 18) erodiert, aber dadurch gerade erhält der Talboden nach und nach eine größere Weite. Der vollkommen ausge-

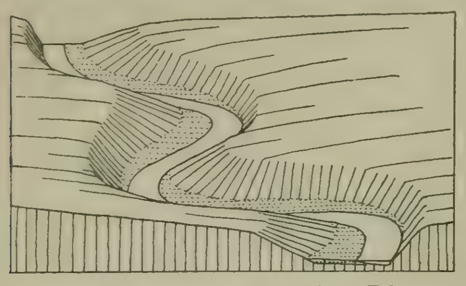


Fig. 16. Ein frühreifes, gewundenes Tal.

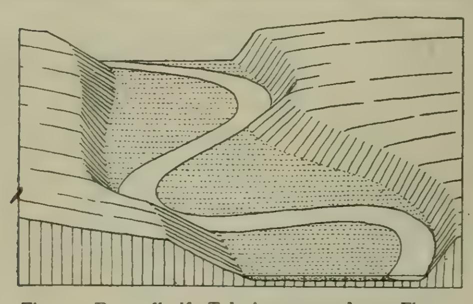


Fig. 17. Das vollreife Tal eines gewundenen Flusses.

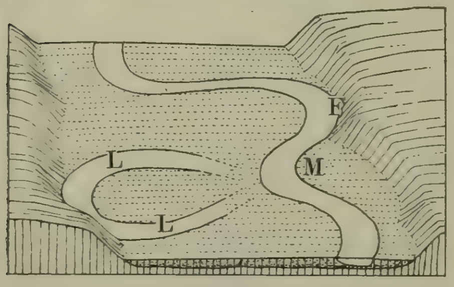


Fig. 18. Das spätreife Tal eines gewundenen Flusses.

glichene Zustand eines vollreifen, konsequenten Flusses kann nur unter der idealen Bedingung einer stets gleichbleibenden Wassermenge stattfinden. Man wird erwarten müssen, daß ein Fluß zur Zeit niedrigen Wasserstandes mit einem Kanal nicht ganz zufrieden sein wird, der hauptsächlich während des Hochwassers ausgestaltet wurde. Da die Leistungsfähigkeit des fließenden Wassers bekanntlich mit der Zunahme der Geschwindigkeit sehr rasch wächst, so wird aller Wahrscheinlichkeit nach zur Zeit des Hochwassers nicht nur die Flußoberfläche erhöht, sondern auch das Bett vertieft werden, indem die schnell fließende Strömung den Bodenschutt aufhebt und ihn eine Strecke talabwärts bewegt.

Findet sich eine ausgeglichene Strecke oberhalb eines unausgeglichenen Wasserfalles, so kann sie durch seitliche Erosion zu reifer Breite erweitert sein, während ein nur enger Durchlaß von ganz jugendlichem Charakter in der den Wasserfall verursachenden harten Felspartie eingeschnitten wird. Aber die erweiterte Strecke ist mit Rücksicht auf eine sich erniedrigende örtliche Erosionsbasis ausgeglichen und unterliegt deshalb der Abtragung; infolgedessen kann ihre Aue keine große Breite erlangen, wenn nicht das Gestein dort sehr weich ist. In voller Reife, wenn alle Stromschnellen und Wasserfälle ausgeglichen sind, muß sich die Flußaue oder Flußebene ununterbrochen fortsetzen, und zwar gleichmäßig über hartes und weiches Gestein hinweg.

Man liest häufig: Die Täler sind eine Wirkung der Erosion der Flüsse. Dies entspricht jedoch nur in beschränktem Maße den Tatsachen. Die Flüsse erodieren einen gewissen kleinen Teil ihrer Täler während der nach unten und nach der Seite gerichteten Erosionstätigkeit in der Jugend und während der Seitenerosion im Reifestadium, wie es im Hintergrund von Fig. 19 dargestellt ist; bei weitem die größte Arbeit besteht jedoch in der Fortschaffung des Landschuttes, der durch die Abspülung und das Schuttkriechen von den Talgehängen geliefert wird, wodurch das Tal die offene Gestalt erhält, die man im Vordergrund von Fig. 19 sieht. Aus diesem Grunde wenden wir den Ausdruck Erosion im

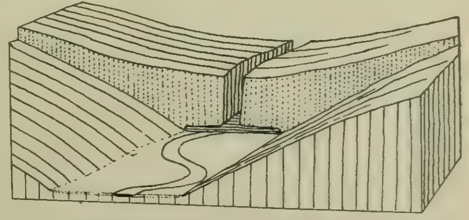


Fig. 19. Flußarbeit (hinten) und Abtragungsarbeit (vorn).

weitesten Sinne an und bezeichnen damit alle destruktiven Vorgänge, die auf die Landoberfläche einwirken und sie zerstören, von der langsamen Arbeit der Verwitterung bis zu der deutlich sichtbaren und kräftigen Wirkung der Flüsse und Meereswellen und der zwar unsichtbaren, aber doch sehr beträchtlichen zerreibenden Tätigkeit der großen Gletscher.

Mäander. Wir haben vorhin unterschieden zwischen Flußwindungen und Flußmäandern. Die ersteren entstehen als Urwindungen in den Unregelmäßigkeiten der Urmuldenlinien, und sie brauchen daher keine Beziehungen zu der Größe des Urstroms zu besitzen. Sie werden dann in konsequente Windungen umgewandelt, die allmählich in bessere Übereinstimmung zu dem Krümmungsmaß gebracht werden, dem der Fluß am besten zu folgen vermag. Wenn schließlich die Flußebene eine solche Breite erlangt hat, daß der Fluß hin- und herpendeln kann, ohne das Gestein an seinen Talwänden zu berühren, dann können diese Windungen eine so systematische Entwicklung erhalten, daß sie den Namen „Mäander" verdienen, der von dem klassischen Beispiel eines gewundenen Flusses, dem Mäander in Kleinasien, hergenommen ist.

Die Mäander eines Flusses in einer breiten Aue streben danach, ihren Radius und ihren Bogen zu vergrößern, und zwar vermittelst der Seitenerosion, die der Fluß an seiner äußeren oder konvexen Seite ausübt. Ist ein Fluß auch noch so klein, er muß doch, wenn er nicht gestört wird, seinen Mäanderradius unaufhörlich vergrößern, aber es gibt zwei Faktoren, die hier beschränkend wirken und nur bedeutenderen Flüssen die Hervorbringung größerer Mäander gestatten. Zunächst wird in demselben Grade, wie die Kurven sich ausdehnen, auch der Lauf verlängert und dadurch die Geschwindigkeit herabgesetzt; zu derselben Zeit entsteht eine Vergrößerung des Radius, was ebenfalls eine Verringerung der Zentrifugalkraft hervorruft. Aus diesem Grunde kann ein kleiner Fluß nur sehr schwach an dem äußeren Ufer einer großen Krümmung erodieren, und daher vermag ein ganz zufälliges und unbedeutendes Ereignis, wie das Hineinfallen eines Stückes Rasen oder eines Strauches, den Fluß zur Seite zu drängen und ihn zu zwingen, eine neue Windung von sehr viel kleinerem Radius zu bilden. Andererseits können, da ein kleiner Fluß kein großes Bewegungsmoment besitzen kann, zahlreiche kleine Biegungen (*AB*, Fig. 20) in ge-

ringem Abstand voneinander sich entwickeln, und wenn diese größer werden, müssen sie einander ins Gehege kommen und abgeschnitten werden, bevor sie noch bedeutendere Größe erlangt haben. Ein großer Fluß (*DE*) dagegen verfügt, auch wenn er zunächst einen genau so unregelmäßigen Lauf aufweist wie der kleine, doch über eine so beträchtliche Kraft, selbst in einer Ebene von ganz geringer Neigung, daß er nicht bei jedem geringfügigen Hindernis nach rechts oder links ausweicht, und deshalb werden die von ihm in Mäander verwandelten Kurven notwendigerweise weiter voneinander entfernt sein als in dem ersten Falle, und können sich daher auch sehr bedeutend entwickeln, bevor sie der Abschneidung unterliegen. Reife Flüsse bilden daher in ihren Ebenen Mäander, deren Krümmungsradius dem Volumen des Flusses ungefähr proportional ist. Die einzelnen Mäander werden in verschiedenen Graden hinsichtlich ihrer Größe stehen, und die regelmäßige Folge der Kurven wird oft durch Abschneidungen unterbrochen sein. An jeder Abschneidungsstelle wird man einen verlassenen Mäander (*L*, Fig. 18) finden, in dem das Wasser stagniert. Diese halbmondförmigen sogenannten Altwasser müssen im allgemeinen größere Dimensionen besitzen als die noch vorhandenen Mäander, da sie die äußerste Größe repräsentieren, die die Mäander erreicht hatten, während einzelne der noch lebenden Kurven, wie *M* (Fig. 18), erst im Beginne ihrer Entwicklung stehen. Die Länge eines mäandernden Flusses muß ganz systematischen Veränderungen unterworfen sein; sie wird gewöhnlich wegen der gleichzeitigen Vergrößerung verschiedener Mäander etwas zunehmen, gelegentlich jedoch wird eine Abschneidung eintreten, die eine plötzliche Verkürzung erzeugt. Es schwankt also die Länge eines Flußlaufes stets innerhalb gewisser Grenzen.

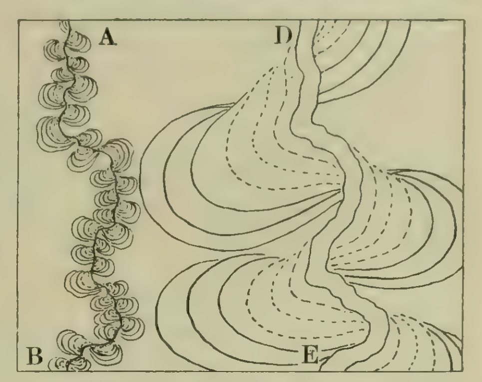


Fig. 20. Kleine und große Mäander.

Der Landschutt. Die erste Behauptung, die wir über den allgemeinen Erosionsvorgang aufstellten, war die, daß der Landschutt von den Flüssen ins Meer transportiert wird, und ganz

allgemein betrachtet hat dieser Satz auch Gültigkeit, wenn auch im Innern mancher Kontinente gewaltige Schuttmassen in Becken aufgehäuft werden, die keinen Abfluß zum Meere besitzen. Fassen wir jedoch die einzelne Landschaft und nicht ganze Weltteile ins Auge, so bedarf diese Behauptung mancher Einschränkungen, denn auf seinem langsamen Wege zum Ozean muß der Landschutt die erste Strecke ohne die Mitwirkung der Flüsse zurücklegen und viele charakteristische Formen bilden, zu deren Beschreibung wir jetzt übergehen wollen. Wie der Landschutt, wandern auch die Gewässer des Landes nach dem Meere hin, und man unterscheidet hier stets die verschiedenen Formen, die sie auf diesem Wege annehmen, z. B. Grundwasser, Flüsse, Wasserfälle und Seen. Ebenso wichtig ist aber eine Beschreibung der Formen, die dem Landschutt auf seiner Wanderung zum Meere zukommen; wir betrachten zunächst kurz diejenigen, die er in unmittelbarem Zusammenhang mit Flußsystemen erhält.

Flußauen. Solange ein Fluß tatkräftig an der Arbeit ist, seinen Lauf zu vertiefen und anstehendes Gestein bloßzulegen, muß der Schutt seines Bettes zusammen mit dem, den er von den Seiten seines jungen Tales empfängt, schnell fortgefegt werden. Sobald aber eine Stromstrecke ausgeglichen ist, wird der Fluß, besonders zu Zeiten niedrigen Wasserstandes, in seinem Bett und an seinen Ufern einen Teil seiner Schuttlast ablagern müssen, der jedoch dann wieder zur Hochwasserzeit mehr oder weniger vollständig fortgeschafft wird. Fängt ein ausgeglichener Fluß an, seinen Talboden durch seitliche Erosion zu verbreitern, dann müssen die Ablagerungen der Talflur in der schon beschriebenen Weise seitlich wachsen und eine Aue bilden. Während der Fluß durch die verbreiterte Aue hin- und herpendelt, wird der am konkaven Ufer liegende Schutt an einer Stelle fortgenommen und an einer anderen, die weiter stromabwärts und am talabwärts liegenden Teil eines konvexen Ufers gelegen ist, wieder zur Ablagerung gebracht werden. Der Schutt ist also hier intermittierend in Bewegung in der Richtung nach dem Meere hin. Die Tiefe dieser Ablagerungen der Flußaue, die das Gestein des Talbodens bedecken, muß ungefähr der Tiefe des Flusses zur Zeit des Hochwassers entsprechen. Alle Teile der Aue werden von Kies und Schotter, wie sie im Flußbett vorkommen, unterlagert sein, und die Kiesschichten werden diskordant auf dem Felsbett des Tal-

bodens ruhen. Ihre Oberfläche kann eine sehr sanfte Neigung vom Fluß gegen die Talgehänge hin zeigen, weil sich während der Überschwemmungen hauptsächlich neben dem Fluß Sand oder Schlamm niederschlägt und die Talaue hier erhöht. Daher müssen die kleinen Nebenflüsse häufig schief auf den Hauptfluß treffen.

Schuttkegel. Wenn die Aue eines Flusses sich verbreitert, muß ein Nebenfluß einen Schuttkegel (*S*, Fig. 21) auf ihr aufbauen, wo der Hauptfluß sich gegen die andere Seite der Talflur hin fortbewegt, weil der Nebenfluß seine Last fallen lassen muß, bevor er über eine flache Ebene fließen kann. Dieser Kegel wird eine steile Böschung aufweisen, wenn der ihn bildende Nebenfluß von hohen Gebirgen herabkommt und reich-



Fig. 21. Ein wachsender und ein zerschnittener Schuttkegel.

liches, grobes Material mit sich führt. Während der Entstehung des Schuttkegels auf der ebenen Talflur muß der untere Teil des Nebentales bis zu einer gewissen Höhe von Schutt erfüllt oder aufgeschüttet werden, um das nötige Gefälle im Nebenfluß zu behalten. Pendelt der Hauptstrom dann zurück, so schneidet er den Kegel an, gleichzeitig wird auch der Nebenfluß ihn durchschneiden (*K*); man darf jedoch einen auf diese Weise verstümmelten und durchschnittenen Kegel nicht mit Terrassen verwechseln, die durch Klima- oder Niveauveränderungen erzeugt werden, und die wir erst später kennen lernen werden.

Deltas. Der bis zur Mündung des Flusses getragene Schutt muß schließlich auf dem Meeresgrunde abgelagert werden. Das gröbere Material, das auf dem Flußbett entlang gerollt wurde, setzt sich sogleich nieder, das feine dagegen, das suspendiert mitgeführt wurde, kann unter Umständen weit hinausbewegt werden; so entstehen die Deltas. Ihre Oberfläche kann als das Endstück der Flußaue angesehen werden, deren Fortsetzung sie darstellt. Während ein Delta sich vorwärtsschiebt, muß

seine Oberfläche ein wenig erhöht werden, damit der Fluß das nötige Gefälle beizubehalten vermag, und dies erfordert eine entsprechende Aufschüttung längs der ganzen Ausdehnung der Aue.

Seeebenen. Wenn Seen vorhanden sind, fungieren sie als Filter für die Flüsse, die sich in sie ergießen; die Flußtrübe setzt sich in dem See ab, und das wieder heraustretende Wasser ist völlig klar. Der grobe Schutt wird in der Nähe der Flußmündung niederfallen und ein Delta bilden, der feinere wird weiter in den See hinausgeführt. Die gröberen Deltaablagerungen in dem seichten, fließenden Wasser werden unregelmäßig und mit Kreuzschichtung versehen sein, während die feineren in dem tieferen Wasser eine sehr gleichmäßige Schichtung zeigen werden. So verwandelt sich der See im Laufe der Zeit in eine S e e e b e n e. Da aber der ausfließende Strom seinen Lauf vertieft, muß sie wieder zerschnitten werden, und wenn das Ende des Erosionszyklus herannaht, werden die Ablagerungen des Sees je nach dem Verhältnis des Seebodens zur Erosionsbasis mehr oder weniger vollständig entfernt sein.

Fluviatile Ebenen. Eigenartige Verhältnisse werden in dem Falle entstehen, wenn der innere Teil (*Z*, Fig. 22) einer Urlandmasse sich zu beträchtlicher Höhe erhebt, während die Ränder, (*S*) niedriges Land sind. Dann kann es sehr wohl vorkommen, daß ein junger Fluß, wenn er mit einer großen und groben Schuttlast beladen von dem Hochland herabkommt, das Gefälle des niedrigen Randgebietes so gering findet, daß sich seine Geschwindigkeit bedeutend vermindert. Er muß dann einen Teil seiner Last fallen lassen, und zwar zunächst den gröbsten Schutt; dadurch wird das Vorland aufgebaut und damit das

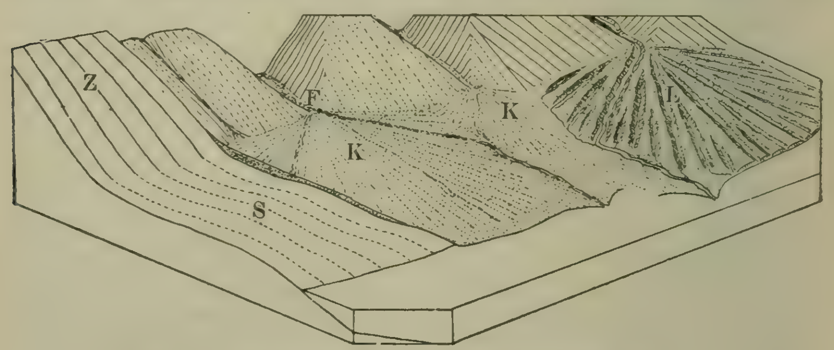


Fig. 22. Die Entwicklung und Zerschneidung fluviatiler Ebenen.

nötige Gefälle für den Fluß hergestellt. Jeder Fluß dieser Art muß während seiner Jugend einen flachen Schuttkegel (*K*) errichten und bald auf diesem, bald auf jenem Radius seinen Lauf nehmen. Mit der Zeit können die benachbarten Kegel ineinanderfließen, und auf diese Weise wird der flache Piedmont-Rand der Uroberfläche aufgeschüttet, statt abgetragen. Eine derartige Oberfläche mag eine fluviatile Piedmont-Ebene heißen. Ist jedoch das innere Hochland später so stark abgetragen, daß der von ihm gelieferte Landschutt nur noch gering ist, so wird auch der Schuttkegel zerschnitten, wie *L* in Fig. 22.

In ähnlicher Weise kann auch gelegentlich irgendeine Strecke einer Urmuldenlinie ein so schwaches Gefälle besitzen, daß der Fluß, der viel Schutt von einem steileren, talaufwärts gelegenen Talstück herabfegt, hier einen Teil seiner Last niederschlagen und dadurch den Muldenboden auffüllen muß. In der Regel wird eine solche Ablagerung später, wenn die Urmulde weiter talabwärts genügend vertieft ist, wieder abgetragen werden. Ebenen dieser Art ähneln den ausgefüllten Seebeckenebenen; sie lassen sich auch nicht auseinander halten, wenn nur die Oberfläche sichtbar ist. Werden im weiteren Verlauf des Zyklus die Ablagerungen zerschnitten, so kann man die lakustren Bildungen wegen ihrer großen Feinheit und Regelmäßigkeit von denen, die in einem aufschüttenden Flusse zur Ablagerung kamen und die durch eine sehr wechselnde Zusammensetzung und unregelmäßige Struktur ausgezeichnet sind, unterscheiden.

Talgehänge. Neben der fortschreitenden Tätigkeit des Einschneidens und Ausgleichens der Flußläufe muß ein diesen Vorgängen vergleichbarer, nur langsamerer Ausgleichungsprozeß an den Talseiten vor sich gehen. Während die größeren Ströme ihre konsequenten Täler rasch vertiefen, müssen die steilen, jungen Talgehänge (*A*, Fig. 23) an vielen Stellen nacktes Gestein zeigen, von dem der verwitterte Schutt ebenso rasch in den Fluß herabfällt, als er losgelöst wird. Hier zeigt sich die Denudation oder das Bloßlegen, wie es eigentlich genannt werden sollte, in ausgedehntestem Maße. Solange ein Hauptstrom sein Tal vertieft, müssen die Gehänge eine starke Denudation an den Aufschlüssen der härteren Gesteine aufweisen, vor allem in den konkaven Amphitheatern. Ist das Tal noch jung, und sind die Talseiten steil, so ist nicht nur die langsame Abtragung am Werke, sondern es können auch plötzliche Berg-

stürze und Rutschungen eintreten. Diese sind jedoch auf das Jugendstadium beschränkt, und selbst in dieser Zeit wird im allgemeinen die größere Arbeit von den weniger in die Augen fallenden Verwitterungsvorgängen und dem Kriechen geleistet.

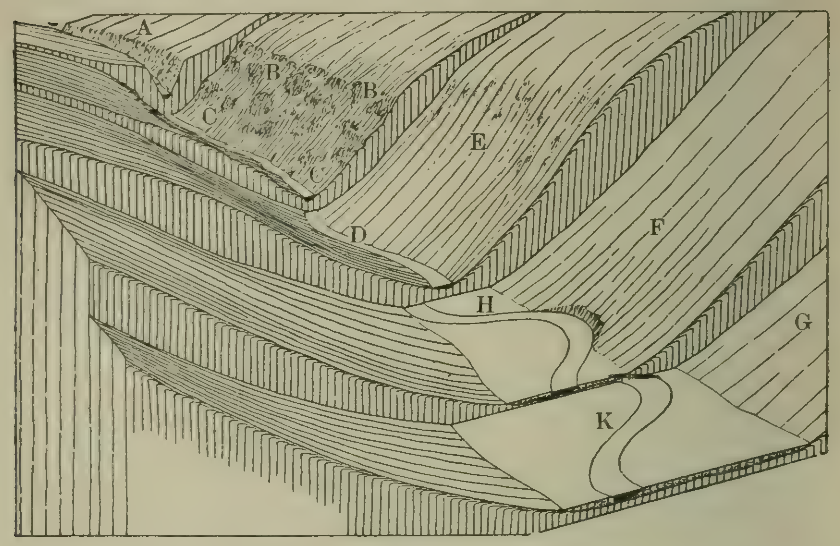


Fig. 23. Die Entwicklung der Talgehänge.

Wenn die Entwicklung des Tales etwas weiter fortgeschritten ist, fällt oder kriecht der grobe Schutt von den Aufschlüssen (*B*) herab und bildet dünne Schutthalden (*C*), die zum Fluß hinunterführen. Aber sobald die weitere Vertiefung des Tales dadurch verzögert wird, daß der Fluß (*D*) sich dem ausgeglichenen Zustand nähert, müssen allmählich die Aufschlüsse an den Talseiten durch rückschreitende Verwitterung, Abspülung und Abtragung verschwinden, und endlich — wenn die Verschiedenartigkeit der Gesteine nicht allzu groß ist — durch das stete Wachsen einer geneigten Decke von Schutt (*E*) völlig verwischt werden. Nach und nach wird der Talboden (*H*) breiter, und die seitlichen Hänge (*F*) erhalten eine sanftere Böschung; dann wird sich die Schuttdecke nach oben hin ausdehnen, bis sie sich zur Zeit der Reife des Erosionszyklus sogar über die Wasserscheiden hinüber erstreckt. Während dieser Veränderungen werden die Bestandteile des verwitterten Erdbodens an den Talhängen (*G*) immer feiner, dessen Tiefe wird größer und seine Neigung geringer.

Aus den vorhergehenden Betrachtungen ergibt sich, daß in einem Gebiet von gleichartiger Struktur die Formen der vorgeschritteneren Reife, wie gut ausgeglichene Flußläufe, weitgeöffnete Flußauen und sanft ausgeglichene Talgehänge, in dem unteren Teile eines Flußsystems bereits vollständig entwickelt sein können, wenn das Quellgebiet und die kleineren Nebenflüsse noch alle Kennzeichen der Jugend an sich tragen, da Flüsse mit geringer Wassermenge nicht so rasch zu arbeiten vermögen als große Ströme. Ebenso kann natürlich ein Flußsystem in der Nähe der Mündung schon alt sein, während die Quellregion erst reif geworden ist.

Auch wird man erwarten dürfen, daß enge, steilwandige Schluchten im allgemeinen weniger bei kleinen als bei großen Flüssen zu finden sein werden; denn sie können nur dort entstehen, wo das Einschneiden des Flusses rascher erfolgt als die Verwitterung der Wände, und dies wird gewöhnlich bei einem kleinen Quellfluß nicht der Fall sein können, wenn auch derartige Verhältnisse dort vorkommen können, wo ein kleiner Fluß unmittelbar in einen großen mündet. Verwitterung und Gekriech sind an den Wänden eines langsam vertieften Tales genau so wirksam wie an einem großen Flußlauf, so daß das Tal eines kleinen Nebenflusses kräftig während seiner Eintiefung ausgeweitet wird. Findet man kleine Flüsse in engen und tiefen Schluchten, so dürfte dieser Umstand daher wahrscheinlich besondere Ursachen haben und nicht als eine Folge des Fortschreitens des normalen Erosionszyklus zu betrachten sein.

Das Kriechen des Erdbodens. Der Schuttmantel, der sich an den Talgehängen entwickelt, ist ein wichtiges Glied in der Reihe der Formen, die der Landschutt auf dem Wege zum Meere annimmt. Er steht hinsichtlich der Geschwindigkeit der Bewegung zwischen der festen Felsmasse und den lebhaft fließenden Wasserläufen. Eine geneigte Decke von grobem, anscheinlich unbeweglichem Schutt muß sich nämlich abwärts bewegen, weil mit jedem Wechsel des Volumens, wie er unter dem Einfluß der Erwärmung und Abkühlung, des Feuchtwerdens und wieder Trocknens, des Gefrierens und Tauens, des Wachstums und Verfalls der Wurzeln, der Ausgrabung und Wiederschließung tierischer Höhlen, die Schwerkraft immer bestrebt sein wird, die geringen Bewegungen abwärts zu drängen. Wo ein steiler Aufschluß eine Schutthalde unterbricht, wird die ab-

steigende Bewegung des Schuttes eine bedeutende Beschleunigung erfahren, und man möchte einen solchen Aufschluß eine Schuttschnelle nennen, während man die gleichmäßig geneigten Schutthalden als die ausgeglichenen Strecken der langsam hinabkriechenden Schuttdecke ansehen kann.

Der feinere Schutt, der in einem späteren Stadium der Entwicklung auf den groben Schutt folgt, muß ebenfalls, wenn auch nur äußerst langsam, abwärts wandern, selbst wenn ein dichter Wald vorhanden ist; denn kleine Änderungen in der Masse, durch Witterungswechsel, Zerfall von Felsbruchstücken, durch Wachstum und Verwittern von Pflanzenwurzeln usw. hervorgerufen, finden noch statt, und die nach unten ziehende Schwerkraft wird immer in derselben Weise wie vorher wirken. Die sehr geringfügigen Bewegungen, die das Kriechen des Schuttes erzeugen, müssen in der Nähe der Oberfläche wirksamer sein als in den tieferen Schichten des Erdbodens. Man wird daher annehmen dürfen, daß ein Einschnitt in einer Talseite eine nach abwärtsgerichtete Umbiegung der oberen verwitterten Gesteinsmassen (Fig. 24) zeigt. Das Kriechen hat auch das Bestreben, alle Kanten abzurunden, weil an diesen die das Kriechen bewirkenden Vorgänge bessere Gelegenheit haben, Bewegungen zu erzeugen.

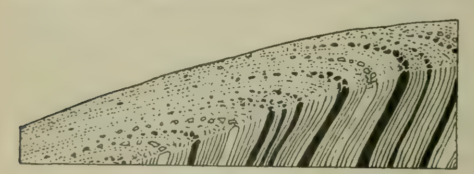


Fig. 24. Das Kriechen des Erdbodens.

Hat es auch den Anschein, als ob diese Vorgänge nur eine äußerst langsame Bewegung hervorzubringen imstande seien, so müssen wir uns doch gerade an diese Langsamkeit gewöhnen, wenn wir die Vorgänge bei der Landskulptur wirklich verstehen wollen. Wenn der Erdboden einen Hügel hinabkriecht, wird er immer feiner zersetzt, und diese feineren Bestandteile sind es, die bei einem heftigen Regen am schnellsten abgespült und nach dem Flusse hintransportiert werden. So werden, durch das langsame Kriechen ihrer schuttbedeckten Hänge, die Hügel allmählich an Masse verlieren, ihre Oberfläche wird erniedrigt, und das Material, das von ihnen abgetragen wird, erhalten die Flüsse, die es dann dem Meere zuführen. Das innige Zusammenwirken der Erosionsvorgänge auf alle Teile einer reif zerschnittenen, mit Schutt bedeckten Oberfläche bringt das Reife-

stadium eines Erosionszyklus zur vollkommensten Entwickelung, und vor allem von dieser Zeit an müssen wir die langsam kriechende Schuttdecke als ein wesentliches Element der Landformen betrachten.

Einfluß der feineren Strukturverhältnisse auf die Erosion. Im jüngeren Stadium des Zyklus, wenn das Gestein durch die Denudation bloßgelegt wird, müssen die feineren Strukturen, wie Schichtung und Spalten, einen besonders starken Einfluß auf die Erosionsvorgänge ausüben. In solchem eben freigelegten Gestein ist stets die Gliederung, die Feinheit und die Schärfe der Einzelformen am größten. In späteren Stadien, wenn sich erst eine kriechende Schuttdecke ausgebreitet hat, müssen die Oberflächenformen viel weniger scharf und fein gegliedert sein, und dann wird die Führung der Erosion und Abtragung vor allem von größeren Strukturen übernommen, wie weichen und harten Gesteinsstreifen, oder zerrissenen Teilen bedeutender Verwerfungsspalten.

Wasserscheiden. Das Streben der jungen Flüsse, Profile mit steilem Gefälle im Oberlauf zu entwickeln, könnte zu der Vermutung führen, daß die Wasserscheide zwischen zwei Flüssen scharfkantig sein müsse. Dies kann im frühen Stadium eines Erosionszyklus in einer hochgelegenen Landmasse auch wirklich der Fall sein, wenn die Flußläufe so dicht beieinander liegen, daß eine breite Urwasserscheide einer homogenen Urmasse (*U*, Fig. 25) scharf unterschnitten ist und eine nackte Kante an

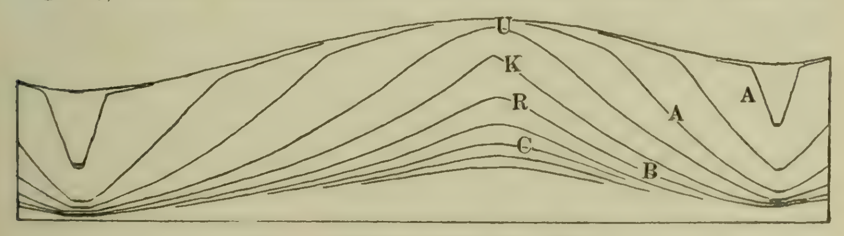


Fig. 25. Querprofile zwischen zwei Tälern.

ihrem schmalen Kamme (*K*) aufweist. In späteren Stadien wird jedoch die erniedrigte Wasserscheide (*R*) nicht scharfschneidig sein können, weil sie durch den langsam kriechenden Schutt zugerundet wird; eine schuttbedeckte Wasserscheide kann keine scharfe Kante, sondern nur einen abgerundeten oder konvexen Kamm besitzen. Solange das Relief stark ist und die Abhänge (*B*) nicht zu flach sind, ist die gerade in der Schwerkraft

liegende Ursache der Schuttbewegung verhältnismäßig stark wirksam, und der konvexe Kamm (*R*) ist schmal. Nimmt das Relief ab, so werden die anderen Ursachen der Schuttbewegung relativ mehr in den Vordergrund treten, und der konvexe Kamm (*C*) wird einen immer größeren Raum zwischen den Flüssen einnehmen, seine Wölbung wird aber dabei immer geringer werden. Ist die Urmasse nicht homogen, so wird die Vertiefung und Ausweitung benachbarter konsequenter Täler nicht in dem gleichem Maßstabe fortschreiten, und die konsequente Wasserscheide (*R*, Fig. 26) wird infolgedessen allmählich in eine subsequente, auf dem harten Gestein liegende (*S*) verwandelt werden. Besondere Fälle dieser Art werden wir im Zusammenhang mit den verschiedenen Strukturtypen in späteren Kapiteln behandeln.

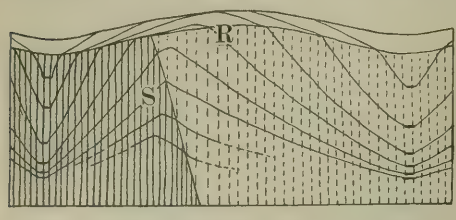


Fig. 26. Seitliche Verlegung einer Wasserscheide.

Es ist wichtig, darauf hinzuweisen, daß die Abspülung, die im allgemeinen konkave Abhänge (*A*, Fig. 25) erzeugt, auf gerundeten Wasserscheiden kaum in Betracht kommt, und zwar einmal deswegen, weil unter normalen Umständen die schuttbekleidete Oberfläche bewaldet sein wird und der Wald die Abspülung in beträchtlichem Maße hindert, andererseits, da in der Nähe einer Wasserscheide fließendes Wasser nur ausnahmsweise vorhanden sein kann. Je flacher die Wölbung der Wasserscheide wird, desto schwächer muß die an sich unbedeutende Abspülung werden, nicht nur wegen der sanften Neigung der Oberfläche, sondern auch weil dann ein größerer Teil des Regenwassers in den Erdboden sickert.

Wasserströme und Schuttströme. Es läßt sich eine enge Parallele zwischen den Abtragungsvorgängen an Flußläufen und denen an Talgehängen ziehen, das heißt, zwischen Wasserströmen und Schuttströmen. In beiden Fällen entsteht der ausgeglichene Zustand am raschesten auf Gesteinmassen von geringer Widerstandsfähigkeit. In beiden Fällen bleiben nackte Aufschlüsse — unter den Wasserschnellen an den steileren Teilen des Flußbettes, oder unter den Schuttschnellen an den steileren Partien der Talgehänge — länger bei Schichten von bedeutender Härte erhalten, wo der Denudationsprozeß am

längsten in Tätigkeit bleibt. In beiden Fällen werden schließlich die Aufschlüsse, die Wasser- oder Schuttschnellen bilden, selbst in den widerstandsfähigsten Gesteinen zu Talfluren oder Talhängen mit ausgeglichener Neigung abgetragen.

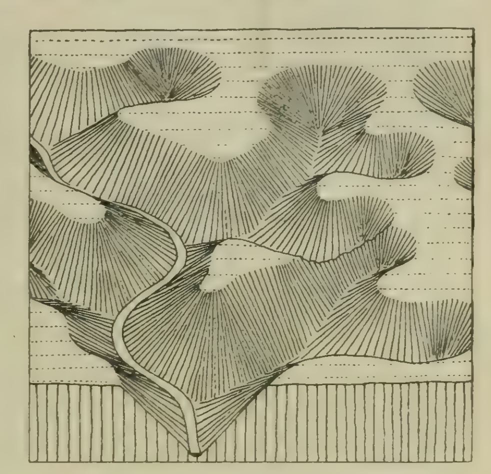


Fig. 27. Die einfachen Bewegungslinien insequenter Schuttströme.

Ein interessanter Gegensatz muß jedoch zwischen den abwärts führenden Linien bei der Schuttbewegung vorhanden sein, je nachdem es sich um insequente oder subsequente Entwässerungsanlagen handelt. Die homogen oder horizontal lagernden Strukturen, die die unregelmäßige Verästelung der insequenten Flüsse gestatten, führen ebenfalls zur Entwickelung einfacher, abwärts gerichteter Schuttbewegungen in divergierenden Linien auf den Spornenden, und in konvergierenden auf den Talschlüssen (Fig. 27). Die geneigten oder horizontalheterogenen Strukturen, die die Ausbildung subsequenter Nebenbäche und -flüsse in den Zonen weicher Schichten bestimmen (Fig. 28), veranlassen oft die Ausbildung schräger und ineinander laufender Linien bei der kriechenden Bewegung des Schuttes an den Talgehängen. Sie zeigen eine ziemlich verwickelte Anordnung, wenn widerstandsfähige und weiche Schichten in vielfachem Wechsel aufeinander liegen, und es erhalten dann die Gehänge eine viel abwechselungsreichere Form als in dem zuerst genannten Falle.

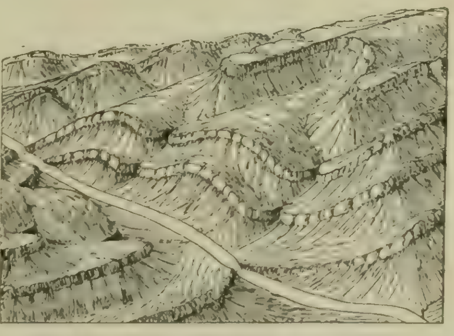


Fig. 28. Die komplizierten Bewegungslinien subsequenter, obsequenter und resequenter Schuttströme.

Anpassung des Reliefs an die Struktur. In Massen von ungleicher Widerstandsfähigkeit wird sich das Herannahen der

Reife durch die sehr weit fortgeschrittene Abtragung der weicheren Bestandteile, ganz gleich ob diese nun ursprünglich hoch oder niedrig waren, und durch das Überleben der härteren Partien mit kräftigerem Relief, die ursprünglich ebenfalls niedrig oder hoch gewesen sein konnten, anzeigen. Es wird die auf diese Weise schon vorgebildete Anpassung durch das rückwärtsschreitende Wachstum subsequenter Flüsse noch weiter ausgedehnt und eine Anpassung des Reliefs an die Struktur hergestellt (Fig. 13), die immer ausgesprochener wird, je stärker der Gegensatz in der Widerstandsfähigkeit ist, und je mehr die Reife zur Entwicklung kommt.

Veränderungen der Flußbelastung. Infolge der gründlichen Zerschneidung der Uroberfläche durch die Entwicklung sich verzweigender Täler wird das Relief der Reife, im Vergleich zu dem der Jugend, viel mannigfaltiger gestaltet und gleichzeitig die Fläche der verwitternden Abhänge beträchtlich vergrößert. Es ist daher möglich, daß die Schuttlast an den Hauptflüssen nach der ersten Fertigstellung eines ausgeglichenen Gefälles noch weiter anwachsen kann. Daher werden diese Flüsse eine Zeitlang einen Teil der vermehrten Last auf ihrem Talboden ablagern müssen, dadurch ihr Gefälle verstärken und so ihre Geschwindigkeit und Leistungsfähigkeit so weit erhöhen, daß sie den Rest der vermehrten Last zu tragen vermögen.

Wenn die Zerschneidung der Landmasse ihre höchste Entwicklung erreicht hat und die Vermehrung der Schuttlast der Flüsse und die sie begleitende allmähliche Aufschüttung der Haupttalböden unter den eben dargestellten Bedingungen an ihrer Grenze angelangt ist, werden alle Teile der Landoberfläche eine fortgesetzte Erniedrigung erleiden, bis sie endlich zur ausdruckslosen, fast im Meeresspiegel liegenden Ebene des Greisenalters abgetragen sind. Diese spätere Abtragung muß allerdings sehr langsam vor sich gehen, aber sie muß dennoch stattfinden. Während des ganzen Zyklusrestes muß die den Flüssen überlieferte Schuttlast an Menge abnehmen, weil auch die Abhänge der Hügel an Steilheit verlieren, und ebenso muß der Schutt immer feiner werden, da er sich langsamer die stets sanfter werdenden Hänge hinabbewegt und damit den Atmosphärilien länger ausgesetzt ist. Gleichzeitig wird eine stets größere Menge des Landschuttes von den Flüssen in gelöstem Zustand fortgetragen.

So kommt es, daß die Arbeit der Flüsse immer leichter wird, und zur Aufrechterhaltung des Gleichgewichtes von Leistungsfähigkeit und zu leistender Arbeit vertiefen sie langsam und leise ihre Talböden, wobei sie jedoch in ausgeglichenem Zustande bleiben. Sie vermindern auf diese Weise ihre Geschwindigkeit, so daß sie niemals imstande sind, mehr zu leisten, als sie leisten müssen. Weil sie langsamer fließen, werden sie breiter, und die Auen werden so durch das Hin- und Herpendeln ihrer Flüsse ein immer sanfteres Gefälle erhalten. Fluviatile Piedmont-Ebenen, die in einem früheren Zyklusstadium aufgeschüttet wurden, als die Schuttlast der Flüsse noch reichlich war und aus grobem Material bestand, werden nun langsam abgetragen (Fig. 22, L), und je länger die normalen Vorgänge in einem ununterbrochenen Erosionszyklus fortdauern, um so mehr werden sie sich der absoluten Erosionsbasis nähern[7].

Das Herannahen des Greisenalters. Ist die volle Reife erreicht, so wird sich der Abtragungsvorgang längs der ganzen Flußläufe bis zu den Quellen aller ihrer Nebenflüsse und an den Seitenhängen aller Täler bis zu den Wasserscheiden hinauf erstrecken. Die Abtragung begann mit der Entwicklung kurzer, ausgeglichener, mit Schutt bedeckter Strecken zwischen den subkonsequenten Wasserfällen der Hauptflüsse. Die Gipfel und Kämme, die während der Tiefenerosion und der Erweiterung der Täler zur Zeit der Frühreife scharf gewesen sein mögen, werden jetzt, da die Vertiefung der Täler aufgehört hat, zugerundet, abgestumpft und allmählich erniedrigt. Die Überreste des Urreliefs werden in einer homogenen Masse in der Nähe der Hauptwasserscheiden am längsten erhalten bleiben. Das lange vorbereitete und stets besser eingerichtete Arbeitssystem der Reife wird jetzt den Landschutt dem Meere immer langsamer zuführen. Einmal in Gang gebracht, muß es seine Anordnung auf einer ungestörten Landmasse unendlich lange beibehalten; aber die Arbeit schreitet langsamer und langsamer fort, während das Relief sich verringert und so die Reife allmählich in das Greisenalter übergeht. Mit der verminderten Abtragungsfähigkeit gehen immer größere Vertiefung der Verwitterung und Verfeinerung des Bodens Hand in Hand, und die Auflösung nimmt einen stets größer werdenden Anteil ein. Solange aber noch in der Gegend der Wasserscheiden der geringste Abhang vorhanden ist, muß es auch noch eine Abwärts-

bewegung des Schuttes geben. Die Auen verbreitern sich und erlangen ein immer geringeres Gefälle; die langsam fließenden Ströme pendeln hin und her; ihre Breite ist jetzt viel größer als zur Zeit der Jugend; sie können sich jetzt seitlich von den Anpassungslinien entfernen, die während der Reife ausgebildet wurden. Gleichzeitig werden die schon erniedrigten Hügel immer mehr abgetragen, und ihre leicht konvexen Wölbungen, durch die sehr langsam kriechende Schuttdecke bedingt, nehmen stets größere Teile ihrer Masse ein. Das Gebiet wird ein abgetragener Rumpf, eine Fastebene, eine Peneplain. Wenn widerstandsfähigere Strukturen hier oder da unter den weicheren vorkommen, können sie noch ein deutliches Relief aufweisen, und nur an ihren Abhängen wird man noch groben Schutt auf der Oberfläche wahrnehmen. Aber endlich muß auch dieses Relief verschwinden, und das ganze Gebiet wird den Charakter einer flachen, ausdruckslosen Ebene annehmen.

Normale Klimaänderungen. Während des Fortschreitens des Zyklus wird eine Verminderung des Niederschlags und eine Erhöhung der Mitteltemperatur des Gebietes stattfinden müssen, so daß z. B. ein Hochland, das am Beginn des Zyklus eine niedrige Temperatur und reichliche Niederschläge besaß, gegen das Ende des Zyklus hin zu einem sanften Flachlande mit höherer Temperatur und geringeren Niederschlägen wird.

Alte Ströme. Während die normalen Veränderungen vor sich gehen, erhalten die Oberläufe der Ströme, die in der Reifezeit viele kleine Seitenbäche besitzen, eine einfachere Gliederung, und zwar einmal, weil die Niederschläge geringer werden, und andererseits wegen der Erniedrigung des Reliefs, wodurch bewirkt wird, daß ein großer Teil des Niederschlages in der Atmosphäre verdunstet oder als Grundwasser in den Boden eindringt und damit den Bächen entzogen wird. Daher neigen diese dürftigen Seitenbäche im letzten Stadium des Zyklus dazu, sich zu verkürzen, wenn alle Vorgänge des Erosionssystems erschlaffen und jene Trägheit zeigen, die für das Greisenalter kennzeichnend ist.

Das Greisenalter. Der Mut zu neuen Unternehmungen, wie er dem energischen Tatendurst der Jugend eigen ist, ist nun vorüber. Die Mannigfaltigkeit der Vorgänge, die die Entwicklung der vollen Reife begleitet, ist ebenfalls verschwunden. Der verwickelte Wechsel reifer Formen, in dem sich die Verschieden-

heiten struktureller Widerstandsfähigkeit so schön wiederspiegelten, hat einer stets zunehmenden, langweiligen Einförmigkeit der Oberfläche Platz gemacht, unter der die strukturellen Verschiedenheiten verborgen sind. Wie hoch oder wie uneben auch die Uroberfläche gewesen sein mag, wie stark das Relief und die Erosionstätigkeit in der Jugend, wie groß ihre Mannigfaltigkeit in der Reifezeit, das Greisenalter ist Zeuge der Erniedrigung der Oberfläche zu einer ausdruckslosen Fastebene und des Erschlaffens fast aller Erosionsvorgänge. Das längst vorgezeichnete Werk braucht dann nur noch durch die geschwächten erosiven Vorgänge zu Ende geführt zu werden, und die Fastebene geht in eine Ebene über.

Spekulativer Charakter dieser Darstellung. Was haben wir nun durch diese ausführliche Aufstellung des Erosionszyklus erreicht? In der Hauptsache eine Reihe abgeleiteter Folgerungen, die sich aus unseren ursprünglichen Voraussetzungen ergeben haben. Diese Folgerungen stellen weder etwas Neues noch Schwieriges dar. Einige sind, wie bereits oben hervorgehoben, auf Kenntnissen, die wir mitbrachten, aufgebaut, sind also keine unabhängigen Deduktionen, wenn sie auch als Ganzes sich aus der Einwirkung gewisser bekannter Vorgänge erwarten ließen. Ihr Hauptwert besteht darin, daß sie uns, wenn sie richtig sind, eine gute Bekanntschaft mit gedachten Formen verschaffen, die uns später bei der Beobachtung von Nutzen sein wird, und daß sie uns überhaupt eine gewisse Übung in der Deduktion vermitteln. Ob die Deduktionen richtig sind, kann sich erst zeigen, wenn sie den Tatsachen gegenübergestellt werden. Aber selbst wenn unsere Deduktionen richtig durchgeführt wurden, folgt daraus noch nicht mit Notwendigkeit, daß alle in der Natur wirklich vorkommen. Noch haben wir nicht bewiesen, daß eine Erhebung, wie wir sie vorausgesetzt haben, sich jemals tatsächlich ereignet hat, oder daß das Alter der Erde genügend groß und die Erdrinde für den Verlauf eines ganzen Erosionszyklus stabil genug ist.

Das möge aber von neuem betont werden, daß, wenn die Deduktionen sich als richtig erweisen, sie nach mehreren Seiten hin von Wert sein werden. Zunächst bieten sie uns eine ausgedehnte Reihe gedachter Formen, mit deren Namen wir dann, wie schon gesagt, die beobachteten, wirklichen Formen werden bezeichnen können. Ferner werden sie uns zeigen, daß in jedem

gegebenen Stadium des Erosionszyklus eine natürliche, charakteristische und sehr bedeutsame Verknüpfung der verschiedenen Elemente einer Landschaft vorhanden ist, so daß die Erwähnung eines Elementes das Vorhandensein anderer Elemente ins Gedächtnis ruft. Auf solche Weise kann eine ganze Gruppe von Landformen in ihrer natürlichen Verknüpfung leicht und in kurzer Zeit durch eine einfache, verständliche Bezeichnung zur Vorstellung gebracht werden. Drittens werden unsere Deduktionen dartun, daß auf die Formverknüpfungen, die für ein früheres Stadium charakteristisch sind, ganz systematisch andere Formverknüpfungen folgen, die genau so charakteristisch für spätere Stadien sind. Auf diesem Wege können wir ein weit besseres Verständnis der tatsächlichen Beziehungen verschiedener Landschaften gewinnen, die auf den ersten Blick solche nicht zu besitzen schienen.

Die gedachten Formen haben daher einen praktischen Wert, und zwar einen, der weit größer ist als der der meist unverknüpften Musterformen, die einer empirischen, starren Methode entsprechen, und die nur zur Darstellung der leicht zu beobachtenden Einzelheiten dienen, ohne sich zu einer Behandlung der ganzen Landoberfläche zu erheben, die ein tieferes Verständnis ermöglicht. Die gedachten Formen sollen zunächst als eine praktische Hilfe bei der Beschreibung wirklicher Formen dienen; daneben unterstützen sie uns aber auch in der Beobachtung selbst, indem sie uns gerade zu den kritischen Punkten hinführen, ein Vorteil, den man erst dann zu würdigen vermag, wenn man mit der praktischen Arbeit im Freien begonnen hat. Es ist andererseits klar, daß die Anwendung der deduktiven Methode uns in keiner Weise von der Notwendigkeit der Beobachtung entbindet. Wir können ja auch die gedachten Musterformen tatsächlich nicht anwenden, ehe wir uns durch die Beobachtung eine gewisse Kenntnis der heutigen Formen verschafft und gesehen haben, daß die gedachten Formen korrekt abgeleitet sind. Die Kenntnis zahlreicher gedachter Musterformen hat ja nur den Zweck, uns in den Stand zu setzen, die beobachteten Tatsachen mit Namen versehen zu können, und sie ist deswegen von großem Nutzen, weil sie dem Beobachter die Gesichtspunkte liefern hilft.

Ich habe allerdings, wie schon erwähnt, bei dieser Darstellung der Folgerungen gewisse tatsächliche Fälle in Gedanken

gehabt, die mir bei den verschiedenen Punkten in der Aufstellung des Zyklus zur Richtschnur dienten. Aber ich glaube, daß es selbst ohne solche Kenntnisse doch möglich sein könnte, allein durch Deduktion zu all den wesentlichen, oben angeführten Folgerungen zu gelangen, wenn nur von den genannten Voraussetzungen einer Hebung der Erdrinde und der Tätigkeit der Verwitterung und Erosion ausgegangen wird. Alle diese Folgerungen könnte man im Zimmer erhalten, im Dunkeln und mit geschlossenen Augen; sie sind daher sorgfältig von den beobachteten Tatsachen zu trennen, die man nur draußen, im Licht und mit offenen Augen zu finden vermag.

Gewisse abgeleitete charakteristische Musterformen der verschiedenen Stadien eines Erosionszyklus können allerdings manche Veränderungen erfordern, die sie in bessere Übereinstimmung zu den beobachteten Tatsachen bringen. Man wird annehmen können, daß die allgemeinen Züge jedes Stadiums des Zyklus ergänzt werden müssen durch Betrachtungen über die Strukturen, die Vorgänge, die räumliche Ausdehnung usw., bevor man sie als eine wirkliche Darstellung einer bestimmten Landschaft wird ansehen können. Die Fortlassung besonderer struktureller Verhältnisse bei der ersten Behandlung des normalen Erosionszyklus ist von einigen Geographen scharf getadelt worden, es hat dies jedoch in meiner Absicht gelegen und ist wohl doch gerechtfertigt. Man kann bei einer ersten Vorführung der Prinzipien des Zyklus keine ausreichende Einfachheit und Elastizität erzielen, wenn man sogleich auf spezielle Strukturen Rücksicht nimmt. Man muß imstande sein, sich die verschiedenartigsten Strukturen vorzustellen und so viele Modifikationen an den veränderlichen Faktoren vorzunehmen, als zur Ableitung gewisser Schlußfolgerungen nötig sind. Andererseits müssen die auf diese Weise erlangten Grundsätze nachher auf Einzelfälle dadurch anwendbar sein, daß man jenen veränderlichen Faktoren geeignete Werte gibt, wie wir das in späteren Vorlesungen tun werden.

Ich muß hier aber noch daran erinnern, daß beide Prozesse, Deduktion und Beobachtung, natürlich nicht unfehlbar sind. Irrtümer können in abgeleiteten Folgerungen geradeso gut — vielleicht sogar leichter — wie bei der Beobachtung unterlaufen. Das allerbeste Mittel hiergegen besteht neben der Anwendung größter Vorsicht in einer kritischen Gegenüberstellung

der abgeleiteten Schlußfolgerungen mit den entsprechenden beobachteten Tatsachen. Bevor man nicht gefunden hat, daß diese Gegenüberstellung sich als erfolgreich aufweist, hat man keine Sicherheit darüber, daß die Voraussetzungen erlaubt und die aus ihnen hergeleiteten Folgerungen richtig sind. Solche Gegenüberstellungen wollen wir in den nächsten Vorlesungen versuchen.

ANHANG.

Praktische Winke für die Herstellung geographischer Diagramme. Der hohe Wert geographischer Diagramme besteht darin, daß sie uns die wesentlichen Züge einzelner typischer Landformen, wenn auch nur in rohen Umrissen, vor Augen führen, die, auf diese Weise eingeführt, nachher leicht ins Gedächtnis zurückgerufen werden können. Es wäre natürlich besser, wenn man mit allen den verschiedenen Arten von Oberflächenformen zuerst in der Natur bekannt würde, aber dies ist selbst in unserer heutigen Zeit mit ihrer raschen Raumbewältigung ein Ding der Unmöglichkeit. Modelle sind selbstverständlich ebenfalls viel wertvoller als kleine, einfache Diagramme, und wir besitzen ja von gewissen Teilen der Alpen und anderer Gebiete einige ganz ausgezeichnete; sie sind jedoch leider meist allzu kostspielig. Vollständige, systematische Reihen gedachter Formen gibt es überhaupt nicht, wenn auch manche Anfänge dazu vorhanden sind, z. B. die unter meiner Leitung im Jahre 1897 von G. C. Curtis hergestellten Modelle[8]. Es sind dies die sog. „*Harvard Geographical Models*“, die sowohl als Darstellung von typischen Landformen als auch zur Übung in der Zeichnung von Diagrammen recht nützlich sind[9]. Sie stellen dar: 1. eine Gebirgsgruppe an der Meeresküste, teils von massiger, teils von sanft geneigter Struktur, aber in jedem Falle nur dem Einfluß normaler Erosion unterworfen; 2. dasselbe Gebiet, jedoch ein wenig gesenkt, so daß die Täler in Meeresbuchten und die Bergzüge in Vorgebirge verwandelt sind; und 3. dieselbe Landmasse wie im ersten Falle, nur etwas gehoben, so daß sich am Fuße des Gebirges eine junge Küstenebene gebildet hat.

Photographien sind wegen ihrer sorgfältigen Wiedergabe der natürlichen Wirkungen ausgezeichnete Hilfsmittel, aber sie können

nur selten die Landschaften in ihren allgemeinen Beziehungen vor Augen führen, und die Fülle der Einzelheiten wirkt häufig verwirrend. Daher besitzen die einfachen Diagramme typischer Formen trotz ihrer Mängel doch einen ganz bestimmten erzieherischen Wert, und aus diesem Grunde habe ich auch in diesen Vorlesungen einen so ausgedehnten Gebrauch von ihnen gemacht.

Wie in der Zoologie und Botanik ist es auch in der Geographie im höchsten Grade wünschenswert, daß die Studierenden praktische Übungen mitmachen, damit sie einerseits zu einer scharfen Erfassung der Gegenstände gelangen, und damit andererseits der Lehrer sich ein Urteil über die Richtigkeit ihrer Vorstellungen zu bilden vermag. Wenn ein Student einen Schnitt durch einen Embryo zeichnet oder eine Skizze der Staubfäden und Stempel einer Pflanze entwirft, so geschieht dies nicht nur zu dem Zwecke, um sich Geschicklichkeit im Zeichnen zu verschaffen, sondern vor allem zur Erlernung sorgfältiger Beobachtung. Ein gleiches gilt von der beobachtenden Seite der Geographie: die Herstellung von Karten und Diagrammen der Landformen, die man im Felde gesehen hat, bildet einen ausgezeichneten Prüfstein für die Beobachtung, da man ohne exakte Beobachtung niemals eine gute Karte oder ein richtiges Diagramm wird herstellen können.

Ebenso wertvoll sind aber graphische Darstellungen auch in der deduktiven Geographie, denn will man ein gutes Diagramm konstruieren — nicht eine Kopie, sondern ein neues Diagramm, das die eigenen Ideen des Zeichners veranschaulichen soll —, so ist es unbedingt nötig, daß die Vorstellungen klar und richtig sind. Häufig genug behaupten allerdings die Studenten von vornherein, daß sie überhaupt nicht zeichnen könnten; diese Schwierigkeit muß jedoch in der Geographie so gut wie in der Biologie überwunden werden. Zeichnen lernt sich weitaus schneller als schreiben, aber niemals würde man einen Knaben entschuldigen, der wegen manueller Ungeschicklichkeit das Schreiben nicht erlernt hätte. Wie es gute und schlechte Handschriften gibt, so natürlich auch gute und schlechte Zeichnungen, aber ein gewisses Maß zeichnerischer Handfertigkeit ist unerläßlich. Mit einfachen Formen beginnend und systematisch zu komplizierteren vorschreitend, wird man ohne großen Aufwand von Zeit und Mühe in verhältnismäßig kurzer Zeit bereits ganz gute Resultate erzielen.

Wenn ein Student, der sich späterhin als selbständiger Forscher betätigen will, eine gewisse Geschicklichkeit im Zeichnen besitzt, so sollte er der Ausbildung auf diesem Gebiet möglichst viel Zeit widmen. Denn es kann keinem Zweifel unterliegen, daß durch die Ausstattung einer Arbeit, die sich mit Landformen beschäftigt, mit Skizzen und Diagrammen deren Wert bedeutend erhöht wird, wie die Werke von Heim über die Alpen[10] oder von Holmes über die Rocky Mountains[11] zeigen. Der Anfänger, der lernen will, mit wie wenigen Strichen man ein charakteristisches Bild herstellen kann, würde gut tun, die Zeichnungen dieser künstlerischen Beobachter zu kopieren.

Für unsere Zwecke sind Karten in der Regel ungenügend, da sie keinen Begriff von der Struktur des Grundbaues geben, und dasselbe gilt von geologischen Profilen, weil sie die Oberflächenform nur längs einer Linie darstellen. Eine Vereinigung beider stellen nun die Blockdiagramme dar, indem sie an den Seiten des Blockes die Struktur und an ihrer Oberfläche die Form erkennen lassen, so daß man diese beiden Elemente in ihren gegenseitigen Beziehungen unmittelbar überschauen kann. Einige Winke für die Konstruktion dieser Blockdiagramme werden daher hier am Platze sein, wenn sie auch für jene, die die Grundzüge der Perspektive kennen, überflüssig sind.

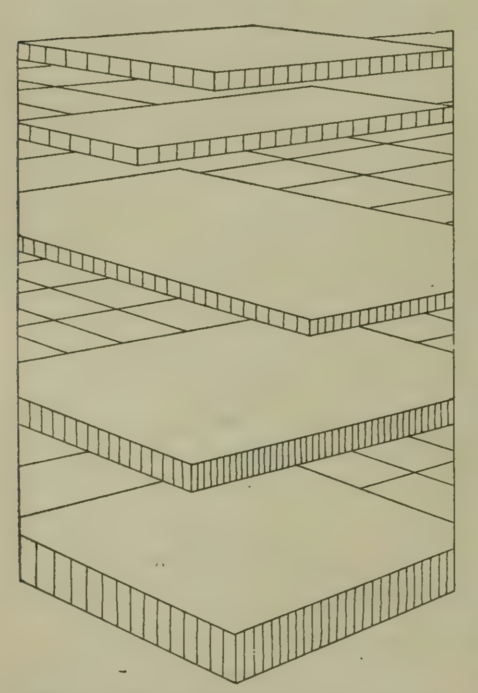


Fig. 29. Blöcke in flacher und steiler Aufsicht.

Ein Block kann aus verschiedenen Höhen aufgenommen sein und wird dann je nach der Höhe einen anderen Blick darbieten, wie es die fünf Blockdiagramme der Fig. 29 zeigen. Er sollte immer rechtwinklig sein, eine quadratische Form ist jedoch nicht erforderlich. Er kann vollständig ausgezeichnet, wie die beiden oberen in Fig. 29, oder

es können die Ecken, um Raum zu sparen, abgeschnitten sein, wie in den drei unteren. In der Vorderansicht (Fig. 30) müssen die Seitenlinien gegen den Hintergrund konvergieren, beim Entwerfen von einer Ecke aus ist diese Konvergenz jedoch nicht unbedingt erforderlich, wenn auch wünschenswert. Senkrechte Linien an den Seiten, wie in Fig. 29, tragen zur Erhöhung der Plastik bei. Wenige, sorgfältig gezogene Linien geben eine bessere Wirkung als viele rasch hingeworfene (Fig. 31). Zur Konstruktion eines Blockes in richtiger Perspektive zieht man zunächst auf einem Stück Karton ein Netz gegeneinander konvergierender Hilfslinien für die Seitenlinien, auf das dann ein Stück Zeichenpapier gelegt und eine Anzahl der Seitenlinien ausgezogen wird. Zur Zeichnung solcher Hilfslinien, von denen einige zwischen den Blocks der Fig. 29 sichtbar sind, verfahre man so: Man heftet das Kartenblatt auf den Tisch an, dehnt dann den oberen Rand durch Ausspannen eines Fadens bis zu den Enden des Tisches aus und befestigt den Faden dort mit zwei Nägeln. Diese Nägel stellen die Verschwindungspunkte zweier Gruppen von Linien dar, die in rechtem Winkel zueinander stehen. Dann nimmt man den Faden an einem Nagel fort, spannt ihn von dem andern Nagel als Fluchtpunkt über das Blatt der Reihe nach von oben nach unten aus und zieht in jeder Lage eine schräge Linie. Dasselbe wiederholt man dann von dem anderen Nagel aus für einen zweiten Verschwindungspunkt. Wenn die Mitte des Kartenblattes gerade zwischen den beiden Nägeln liegt und die vordere Ecke der Blöcke an der vertikalen Mittellinie des Papiers angenommen wird, dann werden die sich ergebenden Blöcke längs einer Linie erscheinen, die ihren vorderen Winkel in zwei Teile teilt, und die Seitenlinien werden gleichmäßig verkürzt werden. Kommt dagegen das Kartenblatt auf eine der beiden Seiten der Mittellinie zu liegen, so werden beide

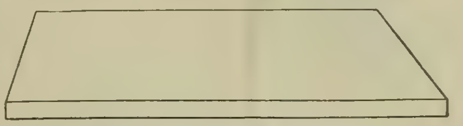


Fig. 30. Vorderansicht eines Blocks.

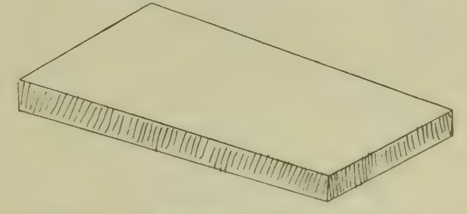


Fig. 31. Ein unrichtig gezeichneter Block.

Seiten eine ungleichmäßige Verkürzung aufweisen. Sollen die Diagramme im Hörsaal vorgeführt werden, so müssen die Nägel mindestens drei, am besten sechs oder acht Meter voneinander entfernt sein; sollen sie jedoch als Figuren in einem Buche Verwendung finden, so genügt eine Entfernung von einem oder sogar von zwei Drittel Meter. Durch Beachtung dieser Hinweise wird man gewisse Fehler leicht vermeiden können, die sonst oft gemacht werden, wie das z. B. Fig. 31 zeigt, wo die Seitenlinien divergieren und nicht konvergieren, so daß die Oberfläche des Blocks einen verbogenen Eindruck macht; eine besonders unangenehme Verzerrung kommt dann zustande, wenn die Linien, die die vertikalen Ecken des Blocks darstellen, schief gezeichnet werden.

Um der ebenen Oberfläche eines Blocks ein Relief zu geben, zeichne man den Block zunächst mit geraden, konvergierenden Seitenlinien und trage dann einige wenige, sich verzweigende Flußlinien auf der ebenen Oberfläche ein, wobei darauf zu achten ist, daß diejenigen Teile, die in der Sichtlinie liegen, verkürzt werden. Ist ein Fluß gegen den Beobachter hin gerichtet, so läßt man ihn am Hinterende des Blocks, aber ein wenig höher als die hintere Begrenzungslinie beginnen, fließt er dagegen vom Beschauer weg, so muß er etwas höher als die vordere Linie seinen Anfang nehmen. Dann zeichnet man gebogene Linien, die sich von dem Fluß abwenden und die gewölbten Hügelprofile darstellen (Fig. 32).



Fig. 32. Hügel und Täler.

In der Mitte hat der Fluß nur eine einzige Linie; links ist ein Fluß von beträchtlicher Breite dargestellt, der jedoch keine Aue besitzt, während rechts ein ähnlicher Fluß gezeichnet ist, der eine solche Aue von ungefähr seiner eigenen Breite zeigt. Die Profile der Hügelseiten zieht man nun von jenen Punkten an den wandernden Flußlinien, wo die Basis der Profilkurve die Flußkurve berührt; dann kann der Teil des Flusses, der unterhalb eines solchen Profiles liegt, fortgelassen werden, da die Gehänge ihn verdecken. Es ist am besten, so wenig wie

möglich Hügel-Profillinien zu benutzen und im allgemeinen jede Schattierung fortzulassen; so einfach auch diese Diagramme sein mögen, es ist erstaunlich, wie leicht das Auge sie zu deuten vermag. Größere Überhöhungen sollte man bei allen diesen Zeichnungen vermeiden, wie dies ja auch bei gewöhnlichen Wandtafelprofilen verwerflich ist.

Scharfe, reif zerschnittene Gebirgsformen normaler Erosion kann man leicht darstellen, indem man zuerst die Kammlinien oder die Gipfel und Rücken zeichnet, die sich so verzweigen, daß sie ein verästeltes Talsystem aufnehmen können (Fig. 33). Dann fügt man die Gehängelinien in einem Winkel von 40—45° für die höheren Gebirgsteile hinzu, indem man an dem Gipfel beginnt und die Linien von jeder Biegung der Kammlinien nach unten und von jeder Biegung der Stromlinien nach oben hin zieht. Dann verändert man die Böschung dieser Linien oder die Einbiegungen der Kämme oder Flüsse, so daß verschiedentlich eine einzige Linie eine Kammbiegung mit einer Flußbiegung verbindet. Je weiter man nach unten zu den Spornen gelangt, um so mehr läßt man den Böschungswinkel abnehmen und biegt sie um die Kammlinien herum; dadurch erfährt die Stärke des Reliefs eine Verminderung. Nachdem man sich an einfachen Gebirgsformen eine gewisse Übung verschafft hat, führt man unregelmäßige Gehängelinien ein, um eine größere Mannigfaltigkeit der Formen zu erhalten, aber es empfiehlt sich, am Anfang nicht unregelmäßige Formen zu zeichnen, für die man keine Erklärung zu geben vermag. Will man die innere Struktur angeben, z. B. einen Schichtkomplex, dessen Neigung vom Beobachter weg und etwas nach links gerichtet ist, so verfahre man wie in Fig. 33, wo nach Skizzierung der allgemeinen Form (Fig. 34, rechts) die Schichtungslinien mit einer leichten Neigung an den linken Abhängen, jedoch an den rechten horizontal gezeichnet sind. Es ist hierbei angenommen, daß die Schichten sämtlich ungefähr die gleiche Widerstandsfähigkeit besitzen, so daß sie keinen merklichen Einfluß auf die Oberflächenformen ausüben. Sollen harte und weiche Schichten an-

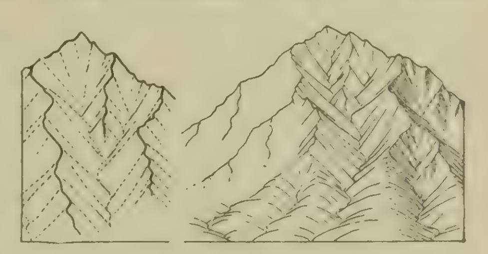


Fig. 33. Reife Gebirgsformen.

gegeben werden, so zieht man senkrechte Linien an den Aufschlüssen der harten, welche die Stufen bezeichnen, und schräge an den weichen, die dann die schuttbedeckten Hänge darstellen (Fig. 34, links).

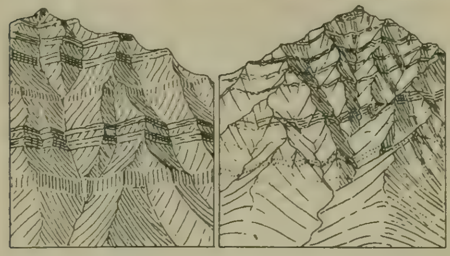


Fig. 34. Reife Gebirge mit sanft geneigten Schichten.

Gebirge von milderen Formen sieht man in Fig. 35. Die Spornkämme und die Flüsse sind zuerst gezeichnet und dann die Gehängslinien hinzugefügt. Eine Schwierigkeit entsteht manchmal, wenn man feststellen will, ob das jenseitige Gehänge eines Rückens sichtbar ist oder nicht. Man verfahre dann so: Man nimmt eine normale Wölbung für das Querprofil *A* eines Spornes, der direkt gegen den Beobachter hin gerichtet ist, an, zeichnet dann ähnliche Profile *B*, *C* durch Sporne auf der linken und rechten Seite und läßt soviel von dem Profil fort, als unter dessen Berührungspunkt mit dem Spornprofil verschwindet.



Fig. 35. Spätreife Gebirgsformen.

Wenn man auch am Anfang die Gehängelinien eines Tales ungefähr parallel zieht, so ist es doch wünschenswert, bald auch ihnen eine natürliche Mannigfaltigkeit zu geben, wie an den Hängen zwischen den Stufen eines zerschnittenen Plateaus (Fig. 36, rechte Hälfte); denn wenn man sie parallel verlaufen läßt, so wird das Diagramm leicht einen steifen Eindruck machen (Fig. 36, links unten). Da der Beobachter einen etwas erhöhten Standpunkt besitzt, so kann er auch ein wenig von der anderen Seite der schrägen Sporne sehen (im Vordergrund rechts).

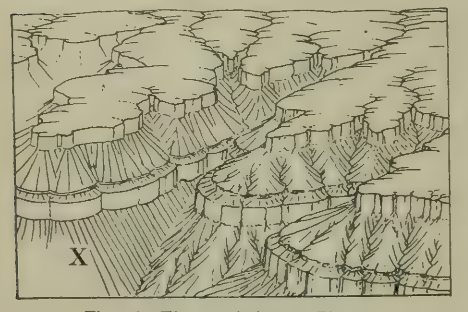


Fig. 36. Ein zerschnittenes Plateau.

Soll eine Serie von Blockdiagrammen dazu dienen, die auf-

einanderfolgenden Stadien in der Entwicklung einer bestimmten Form wiederzugeben, so ist es praktisch, dünnes Zeichenpapier zu nehmen und dann in dem zweiten Diagramm das stehen zu lassen, was keine wesentlichen Veränderungen erfahren hat, ebenso bei der Zeichnung des dritten und so fort. Jede Zeichnung paust man von einer früheren gegen eine Fensterscheibe durch, oder noch besser auf einer schrägen Glasplatte, die über einen Spiegel an einem gut beleuchteten Fenster gelegt wird.

Für die Herstellung von Zeichnungen, die als Illustrationen für ein Buch dienen sollen, werden die folgenden Ratschläge von Nutzen sein. Zunächst stellt man die Größe der Druckseite fest, auf die die Bilder kommen sollen. Die Figuren sollten eigentlich nur in Ausnahmefällen kleiner sein als die Hälfte der Seite. Alle Bilder, die für den Druck mittels eines photographischen Prozesses reproduziert werden sollen, müssen größer gezeichnet werden, als sie erscheinen, und zwar ist der doppelte lineare Maßstab für gewöhnlich eine ausreichende Vergrößerung. Man tut gut, zunächst eine Skizze von der Größe zu entwerfen, die sie im Druck haben soll, und sorgfältig zu bestimmen, ob sie eine ganzseitige oder halbseitige Breite hat, und ebenso zu überlegen, was eventuell zur besseren Ausnutzung des Platzes fortbleiben könnte. Einfache Umrißdiagramme werden häufig viel zu groß gezeichnet, und wiederum Bilder mit vielen Einzelheiten auf einen allzu kleinen Raum zusammendrängt, aber im allgemeinen wird eine saubere Zeichnung eine viel stärkere Reduktion vertragen können, als ihr gewöhnlich gegeben wird. Zahlreiche diesem Buche beigegebene Figuren sind mit Absicht stark verkleinert worden, um Raum zu sparen.

Nachdem die Skizze fertiggestellt ist, bringt man sie sorgfältig mit der Bleifeder auf glattem, festem Papier auf den doppelten Maßstab, legt sie dann einige Zeit bei Seite, so daß man sie zum Teil wieder vergißt. Auf diese Weise kann sie besser beurteilt und verbessert werden, bevor man sie in Tinte ausführt, denn man sollte eben auf die Zeichnung der Diagramme denselben Fleiß wie auf den sie erklärenden Text verwenden. Dies gilt besonders dann, wenn es sich um eine Serie von Diagrammen handelt, die die Entwicklungsstadien einer Form veranschaulichen soll. Alle mit Tinte gezogenen Linien müssen klar, sicher und pechschwarz sein. Die Schrift sollte gleichfalls in doppeltem Maßstabe gezeichnet werden. Häufig werden die

Buchstaben zu groß oder zu klein genommen; man bestimmt ihre Größe am besten durch einen Vergleich mit den Buchstaben eines in einem guten Buch enthaltenen Diagramms, indem man ihre Höhe dann für den zweifachen Maßstab verdoppelt. Es empfiehlt sich auch, stets eine und dieselbe Form der Buchstaben zu wählen. Am einfachsten ist die unschattierte Kapitalschrift zu zeichnen. Man kann sich hierbei leicht dadurch helfen, daß man aus einer Druckseite Buchstaben von der gewünschten Größe ausschneidet und auf die Zeichnung aufklebt. Die Nummer und die Unterschrift eines Diagramms, wie z. B. „Fig. 00, Diagramm einer reif zerschnittenen Küstenebene“, braucht man natürlich nicht mit der Hand zu zeichnen.

PRAKTISCHE ÜBUNGEN AN URFORMEN, TÄLERN, ENDFORMEN usw.

Urformen. 1 a: Man zeichne ein einfaches Diagramm, welches das Relief durch Schattierung oder auf eine andere Weise andeutet, um die Urform der ganzen Fläche eines gehoben gedachten, vom Meere umgebenen Gebietes zu veranschaulichen. Verwerfungen, Urwasserfälle und Urseen sind gleichfalls anzugeben. Man deute die Urwasserscheiden durch punktierte, die Urströme durch ausgezogene Linien an.

Anmerkung. Um ein Diagramm einer Urform in der Art von Fig. 3 zu entwerfen, verfahre man folgendermaßen: 1. Man zeichnet mit feinen Bleistiftlinien eine Umrißkarte, auf der in so einfacher Weise wie möglich die Hauptrücken und Hohlformen wie auch die Meeresküste der gedachten Uroberfläche angegeben werden. 2. Dann zeichnet man dieselben

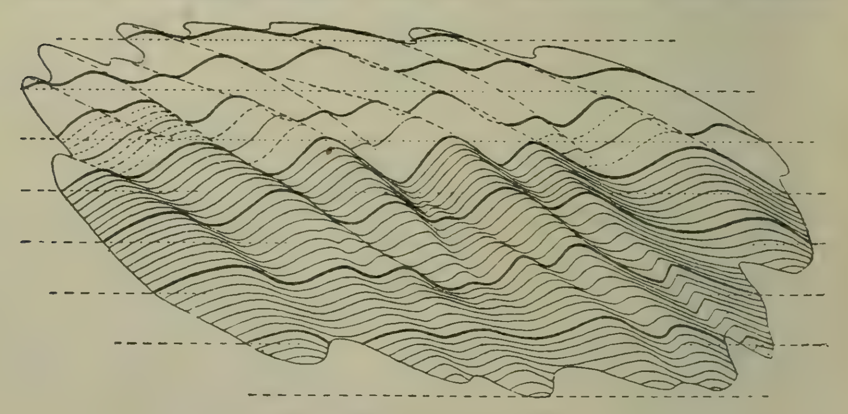


Fig. 37. Eine wellige Uroberfläche.

Formen auf eine Karte, in der die Nord-Süd-Entfernungen auf die Hälfte oder ein Drittel des ersten Wertes gebracht werden, so daß sie den Eindruck der Verkürzung hervorrufen — oder man zeichnet noch besser die Nord-Süd-Entfernungen sogleich auf der ersten Karte verkürzt. 3. Man zieht eine Anzahl gleichabständiger Ost-West gerichteter Linien durch die verkürzte Karte wie in Fig. 37. Dann stellt jede Linie den Meeresspiegel dar, und man zieht nun, an der Küste beginnend, oberhalb jeder Ost-West-Linie ein Profil (die kräftigen Linien in Fig. 37), die den Formen, welche die Linie auf der Karte kreuzt, entsprechen. Diese Profile zeigen die Rücken von verschiedener Höhe und Böschung, die Tröge und Becken von verschiedener Tiefe usw. 4. Im Süden anfangend, zeichnet man dann Zwischenprofile. Die Profile, die einen dem Beobachter zugewandten Abhang darstellen, werden weiter voneinander entfernt gelegt als die auf einem entgegengesetzten Abhang. Wo ein mehr im Norden gelegenes Profil unter ein südliches zu liegen kommt, muß es fortgelassen werden. Die Zahl der Profile muß so groß sein, daß alle zusammengenommen den Eindruck einer wellenförmigen Oberfläche machen. 5. Schließlich revidiert man die ganze Serie der Profile, so daß sie jedem Teile des Diagramms den gewünschten Ausdruck geben, und zieht dann 6. die Profile mit Tinte nach.

1 b: Man zeichne einen Durchschnitt im gleichen Maßstabe an einer vorgezeichneten Linie. Man gebe hier die innere Struktur an, z. B. an der Oberfläche nicht allzu mächtige Meeresablagerungen, die eine gestörte Struktur überdecken.

1 c: Man zeichne ein Urprofil im gleichen Maßstabe, das den längsten Fluß von der Wasserscheide oberhalb seiner Hauptquelle bis zu seiner Mündung darstellt.

Seen, Wasserfälle. 2 a: Man zeichne eine horizontale Linie zur Darstellung der Erosionsbasis unter dem Urflußprofil 1 c. Man füge mehrere Profile hinzu, welche die aufeinanderfolgenden Stadien in der konsequenten Entwicklung des Urflusses zeigen, und in einem größeren Maßstabe Profile, welche die alluviale Ausfüllung eines Ursëebeckens, die Vertiefung des Ausflusses und die Abtragung der Beckenausfüllung illustrieren.

2 b: Man zeichne in einem größeren Maßstabe als 1 c die Entwickelung und Ausgleichung mehrerer subkonsequenter Wasserfälle an einem konsequenten Flusse und das damit verknüpfte Anwachsen ausgeglichener Strecken.

Anmerkung. Die harten und weichen Schichten, die Stromschnellen und ausgeglichene Strecken bedingen, sollten so angeordnet werden, daß sie Wasserfälle verschiedener Höhe und verschiedener Dauer hervorrufen.

2c: Man zeichne die allmähliche Verflachung des Flußprofils bis zum Stadium des Greisenalters.

Allgemeine Formenveränderung: Unterteilung des Zyklus. 3a: Man zeichne drei wagerechte Linien für die Erosionsbasis und drei Urprofile von Hochland zu Hochland quer über einen Urtrog in seinem oberen, mittleren und unteren Laufe. Man füge zu jedem Urprofile sechs folgende Profile hinzu, so daß die Vertiefung und die Verbreiterung der drei Teile des Tales in sechs entsprechenden Stadien herauskommen. Das erste Stadium muß frühe Jugend, das letztere vorgeschrittenes Greisenalter darstellen.

3b: Man zeichne eine Linie für die Erosionsbasis und eine Reihe von sechs oder mehr Profilen quer über einen Riedel von einem Tal zum andern, welche die fortschreitende Entwickelung der allgemeinen Oberfläche von der Urform zur Endform darstellen.

3c: Man zeichne eine Reihe ähnlicher Profile noch einmal in der Anordnung, daß gleiche Zeitzwischenräume abgeteilt werden. Während welcher Stadien vertiefen sich dann die Täler schneller, als die Riedel abgetragen werden? Während welcher Stadien werden die Riedel rascher abgetragen, als die Täler sich einschneiden? Man erkläre diesen Gegensatz!

3d: Man verstärke die Talbodenprofile von 3b, die der frühen, vollen und späten Reife der zwei Flüsse entsprechen, ebenso die Profile der Talseiten, die die reifen Stadien der Talentwicklung darstellen, und die Durchschnitte des Hochlands oder des Rückens, die die reifen Stadien in der Zerschneidung der allgemeinen Oberfläche sehen lassen. Tritt die Periode der Reife für die Flüsse, die Täler und die allgemeine Oberfläche gleichzeitig ein? Ist sie von derselben Dauer?

3e: Man schattiere leicht den Raum zwischen den Profilen 3d der frühen und späten Reife in der Zerschneidung der allgemeinen Oberfläche.

Fluß- und Talentwicklung. 4. Man zeichne ein Blockdiagramm zur Darstellung eines jungen Nebenflusses, der in einem Wasserfall in das Haupttal hinabstürzt, und ein zweites Blockdiagramm derselben Flüsse, nachdem der Wasserfall verschwunden ist.

5a: Man zeichne in bedeutend größerem Maßstabe als in den oberen Übungen eine einfache Linie, um einen Teil des gekrümmten Laufes eines Urstromes anzugeben, mit Ein-

schluß dreier Rechts- und dreier Linkskrümmungen, die sämtlich von ungleicher Krümmung und ungleichem Bogen sind. Man bezeichne Anfang und Ende jeder Krümmung durch kurze Kreuzlinien und der Außenseite jeder Krümmung durch Punkte.

5 b: Man zeichne auf derselben Karte sechs leichte Linien, welche die aufeinanderfolgenden Läufe desselben Stromes in sechs konsequenten Stadien zeigen.

Anmerkung. Der Windungspunkt, d. h. der Punkt, wo eine Krümmung sich der anderen zuwendet, muß sich langsam in der allgemeinen Richtung des Flußlaufes bewegen.

5 c: Während der oben angedeuteten Veränderungen hat der Fluß sein Tal ausgegraben. Man lasse nun den sechsten Lauf, wie er oben gezeichnet ist, den Flußlauf wiedergeben, wenn sein Profil ausgeglichen ist. Man ziehe eine andere Linie parallel zu der sechsten, um die Breite des Flusses anzugeben.

5 d: Während der Ausarbeitung des Tales sind die Talgehänge durch Verwitterung etwas angegriffen worden. Wo werden sie am steilsten sein? Man zeichne leichte Linien, um die Ränder der Uroberfläche zu zeigen, wo die Talgehänge beginnen. Man schattiere mit leicht abwärts gerichteten Strichen die Talseiten, von denen der Strom zurückgewichen ist, und mit stärkeren Strichen die unterschnittenen, steilen Talgehänge, gegen die der Fluß seinen Lauf gewendet hat. Mit welchem Namen könnte man diese beiden Teile der Talseiten bezeichnen? Welches ist ihre Stellung in Beziehung zu den angrenzenden Flußwindungen?

5 e: Man entwerfe transversale Durchschnitte des Tales an zwei aufeinanderfolgenden Windungen.

5 f: Man zeichne eine gekrümmte Linie als Tangente der drei rechten, eine andere für die drei linken Windungen. Man vergleiche die Breite des so umgrenzten Windungstreifens mit der eines entsprechenden Urwindungstreifens und suche den Unterschied zu erklären.

6 a: Man pause den Flußlauf und die Hochlandsgrenzen von 5 d leicht durch.

6 b: Man zeichne einen späteren Lauf desselben Flusses und ändere die Talseiten entsprechend ab. Hat der Fluß während dieser Anderung seinen Talboden vertieft?

6 c: Man punktiere die Talaue-Flächen. Welche Form haben diese? Wo kommen sie in Beziehung zu den Flußwindungen und den Talspornen vor?

6 d: Man pause 6 c leicht durch und zeichne ein noch späteres Stadium. Wie haben sich die Talauen verändert?

6 e: Man pause 6 d leicht durch und zeichne ein viel späteres Stadium der Talentwicklung.

Anmerkung. Dies tut man am besten, indem man aufeinanderfolgend mehrere zwischenliegende Stadien zeichnet.

6 f: Man beschreibe die Talaue-Form und die Form des Tales für 6 c, 6 d, 6 e. Wie haben sich die Talseiten-Sporne verändert, während das Tal sich erweitert?

6 g: Man zeichne Blockdiagramme zu mehreren Stadien dieser Übung.

Urformen und Endformen. 7 a: Man zeichne ein Blockdiagramm eines kleinen Teiles der Urform von Übung 1. Man gebe an den Seiten des Blocks eine Reihe von marinen Schichten an, einige hart, einige weich, die diskordant auf einem Unterbau älterer, deformierter und abgeschnittener Schichten liegen. Man lasse die Berührungsoberfläche zwischen den zwei verschiedenen strukturellen Teilen ungefähr parallel zur Uroberfläche sein, und lasse einen Teil der Berührungsfläche oberhalb, einen anderen unterhalb der Erosionsbasis zu liegen kommen. Man lasse den Unterbau geneigte, gefaltete oder verworfene, kristallinische oder auch alle drei Strukturen zugleich zeigen.

7 b: Man zeichne ein gleiches Blockdiagramm derselben Masse, wenn sie zur Fastebene abgetragen ist, mit den härteren Strukturen in niedrigem Relief. (Die Flüsse brauchen zunächst nicht angegeben zu werden.)

7 c: Man zeichne zwei Diagramme (wie bei a und b) nach Norden schauend, für einen aus abgetragenen Falten (Antiklinalen und Synklinalen), die NO-SW streichen, bestehenden Unterbau; jede Falte zeigt mehrere harte und weiche Lagen.

7 d: Dieselben mit einem Unterbau von geneigten, harten und weichen Schichten mit einer Neigung von 30°, (oder 40°, 60°, 90°) gegen Südwest (oder SO, O, W).

7 e: Dieselben Falten wie bei c, aber mit einer Verwerfung, die die Falten von NW nach SO (oder N-S) durchzieht.

7 f: Dieselben mit einem Unterbau wie in 7 d, aber mit

einer Verwerfung, die die Schichten nordsüdlich (oder NO-SW, oder O-W) durchquert.

7 g: Dieselben mit einem Unterbau massiger, kristalliner Gesteine im Westen, von 30° nach O geneigten Schichten überlagert und beide von einer O-W gerichteten (oder NO-SW, oder NW-SO) Verwerfung gekreuzt.

Anmerkung. Es empfiehlt sich bei diesen Übungen und ähnlichen späterer Kapitel jedem Diagramm einen Maßstab zur Angabe seiner Größe beizufügen.

Literaturnachweise zu Kapitel II.

1. O. Krümmel und M. Eckert. Geographisches Praktikum. Leipzig 1908.
2. Davis. Geographic classification, illustrated by a study of plains, plateaus and their derivatives. Proc. Amer. Assoc. Adv. of Sc., (1884), XXXVIII, 1885, 428—432.
   — Geographic methods in geologic investigation. Nat. Geogr. Mag., I, 1888, 11—26.
   —, The geographical cycle. Geogr. Journ., XIV, 1899, 481—504. Verh. VII. Internat. Geogr. Kongr. Berlin, 1899, II, 221—231.
   —, Baselevel, Grade and Peneplain. Journ. of Geol., X, 1902, 77—111.
   —, Complications of the geographical cycle. Rep. 8th Internat. Geogr. Congr. Washington, 1905, 150—163.
   —, The place of coastal plains in systematic physiography. Journ. of Geogr., VI, 1907, 8—15.
3. G. K. Gilbert. Report on the geology of the Henry Mountains. Washington 1877. Siehe Kap. V.
4. A. Penck. Die Erdoberfläche. In: Scobels Geographisches Handbuch. Leipzig 1909. Siehe S. 142.
5. J. W. Powell. Exploration of the Colorado river of the West. Washington 1875. Siehe S. 203.
6. A. Philippson. Ein Beitrag zur Erosionstheorie. Pet. Mitt., XXXII, 1886, 67—79.
7. A. Penck. Das Endziel der Erosion und Denudation. Verh. VIII. Deutsch. Geographentages. 1889, 91—100.
8. Davis. The Harvard geographical models. Proc. Boston Soc. of Nat. Hist., XXXVIII, No. 4 1897, 85—110. Diese Reliefs sind bei der Firma Ginn & Co. in Boston erhältlich.
9. G. Braun. Über Reliefs. Geogr. Anzeiger, X, 1909, 53—56.
10. A. Heim. Mechanismus der Gebirgsbildung: Atlas. Basel 1878.
11. W. H. Holmes. Siehe verschiedene Abbildungen in (Hayden's) Geol. and Geogr. Surveys of the Territories, Washington 1873—76; und besonders im Atlas von Dutton's Tertiary history of the Grand cañon district. U. S. Geol. Survey, Monogr. II, 1882.

III. KAPITEL.

GEGENÜBERSTELLUNG VON THEORIE UND TATSACHEN.

Vergleich gedachter und tatsächlicher Formen. Im vorhergehenden Kapitel wurde das Schema des normalen Erosionszyklus absichtlich in der Form einer Reihe von Deduktionen aufgestellt, die sich auf einigen ursprünglichen Voraussetzungen und allgemeinen Prinzipien aufbauten, und die von den Tatsachen der Beobachtung im wesentlichen unabhängig waren; hierfür war das vielgebrauchte Wort „müssen" kennzeichnend. Man kann immer sagen: dieser Schluß muß auf diese Voraussetzungen folgen; aber niemals: diese beobachtete Tatsache muß so und so sein. Wenn wir die Möglichkeit der Voraussetzungen und das Vorkommen der allgemeinen Vorgänge, auf denen die Deduktionen beruhen, zugeben, dann können wir auch die Richtigkeit der Deduktionen annehmen, falls sie aus den ursprünglichen Voraussetzungen richtig hergeleitet worden sind. Aber es können sich natürlich an einem oder dem anderen Punkte der langen Deduktionsreihe Irrtümer einschleichen, und daher ist es wünschenswert, irgendeine unabhängige Probe für ihre Richtigkeit zu besitzen. Am besten wird das geschehen durch eine Gegenüberstellung der Deduktionen mit den beobachteten Tatsachen, dadurch können wir die Richtigkeit der ursprünglichen Voraussetzungen und die Genauigkeit der Deduktionen durch den Grad der Übereinstimmung zwischen ihnen und den Tatsachen messen. Dies soll daher den Gegenstand dieses Kapitels bilden.

Um diese Aufgabe in befriedigender Weise zu lösen, müßten wir eigentlich einen Ausflug ins Feld unternehmen, was aber leider jetzt natürlich unmöglich ist. Man könnte vielleicht eine kleine Exkursion in die Nachbarschaft von Berlin ausführen, aber hier, wie in der näheren Umgebung meiner heimatlichen Universität, würden die Formen, die wir finden, uns nur

geringe oder gar keine Hilfe in dem augenblicklichen Stadium unserer Studien leisten, und zwar aus dem Grunde, weil sie nicht das Resultat eines normalen Erosionszyklus sind, sondern mehr oder weniger unmittelbar das Ergebnis der Wirkungen der Eiszeit darstellen. So würden sie eher verwirrend als fördernd wirken. Darum müssen wir unsere Tasachen in anderen Teilen der Welt suchen und sie uns durch Bilder und Beschreibungen zu vergegenwärtigen trachten.

Es wird nicht möglich sein, ist jedoch auch nicht notwendig, daß jede Einzelheit unserer Schlußfolgerungsreihe eine Bestätigung findet; es wird genügen, wenn wir gewisse bezeichnende Glieder als richtig erkennen. Denn alle sind so innig mit einander verknüpft, daß, wenn es uns gelingt, die Richtigkeit einer beschränkten Anzahl zu beweisen, die Richtigkeit der anderen sich dann von selbst ergibt. Auf der Suche nach Bestätigungen müssen wir aber stets darauf bedacht sein, unser Schema zu verbessern, einzuengen oder auszudehnen, wie es eben die beobachteten Tatsachen erfordern.

Der Cañon des Colorado. Wir haben in den südwestlichen Vereinigten Staaten ein ausgezeichnetes Beispiel, das uns die Bestätigung für viele Einzelheiten zu geben vermag. Der tiefe Cañon des Colorado[1] (Fig. 38) in dem ebenen Hochland von Nord-Arizona zeigt, daß die Landmasse aus horizontal über ein ander lagernden Schichten zusammengesetzt ist; eine genaue Untersuchung des Gesteins würde uns fossile Meeresmuscheln in den Kalksteinen, aus denen das Hochland größtenteils besteht, entdecken lassen. Dieses Beispiel kann uns daher die Richtigkeit der ursprünglichen Voraussetzungen verbürgen, daß der Meeresboden trockenes Land zu werden vermag, wie auch die Möglichkeit einer gleichmäßigen Hebung, durch die die ursprüngliche Horizontalität der Ablagerungen fast gar nicht gestört wird. Bei dieser Gelegenheit möchte ich bemerken, daß eine neue Landoberfläche sowohl durch ein

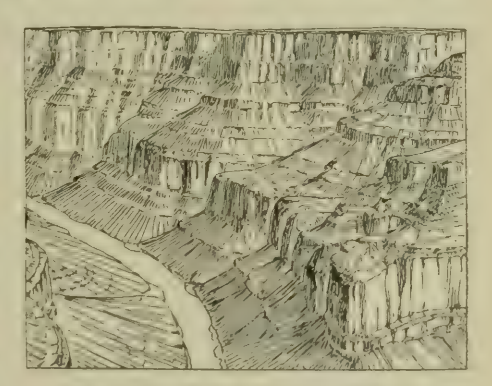


Fig. 38. Der Marble Cañon des Colorado.

Zurückweichen oder ein Sinken des Meeres als auch durch eine Hebung des Meeresbodens freigelegt wird. Da aber eine Veränderung des Meeresspiegels sich an allen Küsten in der gleichen Weise bemerkbar machen müßte, und eine solche Gleichförmigkeit der Bewegung sehr selten zu konstatieren ist, und wir uns außerdem bei allen Höhenmessungen auf die Meeresoberfläche und nicht auf den Erdmittelpunkt beziehen, werden wir hier nur von Hebungen und Senkungen der Landmassen mit Rücksicht auf den Meeresspiegel sprechen und dessen mögliche Schwankungen beiseite lassen.

Der Colorado fließt hier 1000 m oder mehr unter der Oberfläche des Plateaus. Nicht das geringste Anzeichen für einen Bruch längs des Cañons ist vorhanden; die Schichten zu beiden Seiten entsprechen einander vollkommen und zeigen so, daß keine Verschiebung nach irgendeiner Seite stattgefunden hat. Der Cañon hat genau die Gestalt, die sich aus der vereinten Tätigkeit des Flusses und der Verwitterung erwarten läßt, wozu noch kommt, daß zahlreiche Seitencañons, die sich unregelmäßig in dem Plateau verzweigen, eine solche Form aufweisen, wie sie die rückschreitende Erosion insequenter Nebenflüsse bewirken würde. Daraus können wir den Schluß ziehen, daß der Cañon trotz seiner großen Tiefe nur ein normales Tal darstellt, das in das gehobene Plateau eingeschnitten ist. Die Wände des Einschnitts sind nicht senkrecht, sondern geneigt, als ob sie unter dem Einfluß der Verwitterung zurückgewichen wären, so daß der Einschnitt nun ein offenes V-förmiges Tal bildet. So weit wir sehen können, fließt der Strom am Boden ohne Wasserfälle oder Stromschnellen dahin, das heißt: er scheint einen im wesentlichen ausgeglichenen Lauf erreicht zu haben. Die Talgehänge zeigen uns viele Aufschlüsse nackten Gesteins, die beweisen, daß in diesem Fall das Denudationsstadium noch nicht vorüber ist. Man beobachtet jedoch auch bereits zwischen den vertikalen Wänden viele schuttbedeckte Abhänge, was zu der Annahme berechtigt, daß das Plateau aus Schichten von wechselnder Härte aufgebaut ist. Jeder Aufschluß einer harten Schichtgruppe bildet eine nackte Steilwand, jede weichere Gruppe dagegen einen mit Schutt bedeckten Abhang. Der Schutt kriecht, rutscht und fällt zum Fluß hinab, dessen ausgeglichenes Gefälle in diesem Teile des Cañons entsprechend der bedeutenden Belastung sich um ungefähr 1,4 m auf 1 km senkt. Wenn auch





Der Grand Cañon des Colorado, Arizona.
(United States Geological Survey.)

das Flußbett früher durch Wasserfälle unterbrochen gewesen sein mag, so ist dieses Entwicklungsstadium doch jetzt überwunden.

Die Erosionsarbeit, die in der Vertiefung des Cañons bereits geleistet worden ist, ist sehr groß, sie ist jedoch nur ein Anfang der wirklich bedeutenden Aufgabe gegenüber, die noch ausgeführt werden muß, nämlich die Abtragung der ganzen Masse der Hochebene, die sich zu beiden Seiten des Cañons Hunderte von Kilometern weit erstreckt. Ein Erosionszyklus muß ein langer Zeitraum sein, wenn er Zeuge des Verschwindens so gewaltiger Landmassen werden soll.

Eine Ansicht (Tafel 1) eines anderen, weiter talabwärts gelegenen Teiles des Colorado Cañon, wo das Hochland höher und der Cañon daher tiefer ist, bestätigt uns einen anderen strukturellen Zug, den wir voraussetzten, nämlich, daß eine gehobene Landmasse von zusammengesetzter Struktur sein kann, so daß der obere Teil aus marinen Schichten besteht, während der untere aus Gesteinen von ganz anderer Art aufgebaut ist. Wie vorher scheint der Fluß seinen Cañon in die gehobene Masse eingeschnitten zu haben und fließt hier in raschem Lauf mit dem für einen Fluß recht starken Gefälle von ungefähr 2 bis 4 m auf 1 km. Hier wie im Marble Cañon sind alle Wasserfälle bereits so weit abgetragen, daß sie in dem Bilde nicht mehr zu sehen sind; die sichtbare Flußstrecke scheint ausgeglichen zu sein. Würden wir den Colorado weiter untersuchen, so würde sich zeigen, daß überhaupt kaum ein einziger Wasserfall auf anstehendem Gestein noch vorhanden ist. Ein Unterschied in der Widerstandsfähigkeit der oberen und unteren Teile der Landmasse wird durch die ungleiche Steilheit der oberen und unteren Cañonwände deutlich angezeigt. In der oberen geschichteten Masse sehen wir, wie vorher, die Denudationsarbeit, wie sie die Steilwände bloßlegt, die wie Isohypsen den Aufschlüssen der widerstandsfähigen, horizontalen Lagen folgen, während der Abtragungsprozeß an den schuttbedeckten Gehängen der weicheren Schichten bereits begonnen hat. Augenscheinlich müssen die Wände unter dem fortgesetzten Angriff der Verwitterung noch weiter zurückweichen, und die losgelösten Felsblöcke müssen mit zermalmender Gewalt auf die unteren Hänge hinabfallen, wo die Bruchstücke eine Strecke weiterrollen und dann, scheinbar still liegend, langsam tiefer und

tiefer kriechen, wobei sie zu immer feinerem Korn verwittern. Von den unteren, steilsten Abhängen, wo die Gesteine kristallinisch, unregelmäßig deformiert und von großer Widerstandsfähigkeit sind, fallen die losgelösten Blöcke direkt in den Fluß. Bei so steilen Wänden und Abhängen sollten bei der Beschreibung der Landschaft neben dem Erosionsvorgang auch die Erosionsprodukte angeführt werden; denn selbst wenn das Hinabfallen von Gesteinsblöcken nicht ununterbrochen geschieht, so ist es doch ebenso charakteristisch für den Cañon wie die plötzlich durch die seltenen, aber heftigen Gewitterregen erzeugten Wildbäche in den gewöhnlich trockenen Seitencañons.

Ein Seitencañon. Durch die intermittierende Tätigkeit solcher zeitweiliger Wildbäche werden die Seitencañons eingeschnitten. Folgen wir einem von oben nach unten, so werden wir an einen jähen Abhang gelangen, wo eine härtere, eine Steilwand bildende Schichtengruppe gekreuzt wird; dort wird der Wildbach in Wasserfällen hinabstürzen. Aber an den weicheren, hangbildenden Schichten zeigt das Bett des Seitencañons fast ausgeglichene Strecken, und hier bewegt sich der Bach mehr gleichmäßig. Auf diese Weise erhalten wir die Bestätigung dafür, daß junge Nebenflüsse in Seitentälern durch unausgeglichene Wasserfälle in kurze, ausgeglichene Strecken zerteilt werden, obgleich zu derselben Zeit der Hauptfluß auf eine weite Strecke hin gut ausgeglichen ist.

Verfolgten wir einen Seitencañon bis zu seinem Anfang, so fänden wir, daß er sich unregelmäßig verzweigt, und daß die einzelnen Arme ihren Weg in verschiedenen Richtungen in die Hochlandsmasse hinein nehmen. In einer solchen Entwässerungsanlage erkennen wir eine insequente Entwicklung von Nebenflüssen. Blicken wir dann talabwärts, so sehen wir, daß der Seitencañon, obgleich sein Gefälle viel stärker als das des Hauptcañons ist, eine mit dem Hauptstrom übereinstimmende Mündung besitzt. Daher haben selbst in einem trockenen Klima die intermittierenden Nebenflüsse, mit Ausnahme der allerkleinsten, ihre Seitencañons so tief eingeschnitten, daß sie gleichsohlig münden können, wo sie sich mit dem engen Cañon eines großen, dauernd fließenden, mächtigen Stromes vereinigen, dessen Talboden, wenn auch ausgeglichen, so doch noch nicht verbreitert worden ist. Wir werden später Gelegenheit haben, uns dieser wichtigen Bestätigung unserer Deduktionen zu erinnern.

An der Mündung jedes Seitencañons werden viele große, abgerundete Felsblöcke durch die Wildbäche von Zeit zu Zeit in den Hauptfluß hineingeschafft. Die größeren bilden dann Stromschnellen im Hauptfluß, verengen sein Bett und rufen seichte Stellen hervor. Die Blöcke bleiben so lange liegen, bis sie durch ein Hochwasser weggewaschen werden oder so stark zerkleinert sind, daß sie der Fluß allmählich hinabzutransportieren vermag.

An dieser Stelle sei darauf hingewiesen, daß man kein Gebiet von beträchtlicher Höhe und mit Flüssen, die dem Meere zufließen, kennt, das nicht einen bemerkenswerten Grad von Zerschneidung zeigt. Es ist daher wahrscheinlich, daß die Hebung der Landmassen nicht sehr rasch vor sich geht, und daß unsere allgemeine Anschauung vom normalen Zyklus eine gewisse Erosion auch während der Zeit der Hebung oder Deformation der betreffenden Landmassen einschließen muß.

Verhältnis von Beobachtung und Deduktion. Wir müssen jetzt etwas ausführlicher darlegen, daß der Wert der hier gegebenen Tatsachen für unsere gegenwärtigen Zwecke vor allem darin besteht, daß sie uns beobachtete Formen verschaffen, mit denen das eine oder das andere Glied unserer Deduktionsreihe übereinstimmt. Dazu ist es nur nötig, daß wir unsere ursprünglichen Voraussetzungen der heutigen Strukturform, in die der Colorado-Cañon eingesenkt ist, entsprechend machen, d. h. wir nehmen eine ebene, kristallinische Grundlage an, die von einer mächtigen Serie horzizontaler, abwechselnd harter und weicher Schichten überlagert ist. Außerdem müssen wir noch die sämtlichen normalen Erosionsvorgänge im Geiste auf diese Uroberfläche einwirken lassen und dann die sich daraus ergebenden Formen zu finden suchen. Der Anfang muß an einem weit jüngeren Cañon als dem heutigen geschehen, und die Betrachtung bis zu einem viel späteren Stadium der Zerschneidung durchgeführt werden, als es der gegenwärtige Cañon aufweist. Wir können uns sehr gut vorstellen, daß in einem früheren Stadium der Erosion auch der Hauptfluß in Wasserfällen über die widerstandsfähigeren Bänke herabstürzte; in späterer Zeit werden auch die Seitencañons ein so ausgeglichenes Gefälle erlangt haben, wie es der große Cañon jetzt besitzt. Die steilen Wände des Cañons zeigen heute nackte Kliffe, die mit schuttbedeckten Gehängen abwechseln; es ist jedoch wahrscheinlich, daß einst-

mals eine gewisse, mäßig harte Schicht, die jetzt unter einer Schuttdecke begraben liegt, Aufschlüsse besaß und das jetzt gleichmäßig über sie hinweggehende Gehänge unterbrachen, während später die heute sichtbaren Wände mehr und mehr mit sanftem Gefälle zurücktreten und von kriechendem Schutt bedeckt sein werden. Mit der Verlängerung des Seitencañons durch rückschreitende Erosion wird die Hochebene immer stärker zerschnitten werden, aber erst wenn wir zur Betrachtung horizontaler Strukturen gelangen, werden wir eine systematische Formenreihe, die mit dieser fortschreitenden Zerschneidung verbunden sind, aufstellen.

Bei der Ausarbeitung dieser Deduktionen müssen wir stets darauf achten, daß die verschiedenen Teile des Talsystems, das in das Plateau eingesenkt ist, in richtiger Weise miteinander in Beziehung gebracht werden. Wir dürfen z. B. nicht Wasserfälle im Hauptfluß mit gut ausgeglichenen Seitentälern verbinden, oder bei der Annahme eines Wechsels harter und weicher Schichten sanfte Cañonwände mit einem jugendlichen Erosionsstadium verknüpfen. Daraus geht klar hervor, daß einer der wesentlichsten Vorteile der erklärendenden Methode darin besteht, daß sie uns die systematischen Beziehungen der verschiedenen Teile einer Landschaft erkennen läßt, so daß, wenn wir einen Teil sehen, wir die anderen vermuten können, oder daß, wenn wir das Ganze mit einem zusammenfassenden Namen bezeichnen, wir die einzelnen Teile in ihm eingeschlossen wissen.

Noch ein praktisches Resultat ergibt sich aus einer Exkursion in ein Gebiet von der Art des Colorado-Cañon oder aus einem sorgfältigen Studium der über ihn vorliegenden ausgezeichneten Publikationen. Nicht nur kann die gedachte Formenreihe, von der er ein Glied darstellt, sorgfältig abgeleitet und in allen ihren Veränderungen durch die Zeit hindurchgeführt werden, sondern man kann auch die sämtlichen theoretisch möglichen Veränderungen in der Struktur des Plateaus vornehmen und für jede derartige Änderung der Struktur eine neue Serie abgeleiteter Formen entwerfen. Man kann z. B. annehmen, daß das Plateau nur aus geschichteten Gesteinen besteht, wie das im Marble-Cañon der Fall ist, es kann von größerer oder geringerer Höhe sein, eine größere oder kleinere Zahl miteinander wechselnder, harter und weicher Schichten besitzen. Die Schichten können auch wieder in der verschie-

densten Weise angeordnet werden, die steilwandbildenden z. B. in der Hauptsache oben oder am Grunde der Schichtenserie. Derartige Übungen sind sehr zu empfehlen als Einführung für die Beobachtung und Beschreibung der vielen andern Cañons in der Plateauregion der westlichen Vereinigten Staaten oder ähnlich gestalteter Gebiete. Auch können die Schichten hinsichtlich ihrer Mächtigkeit große Verschiedenheit aufweisen, oder es können neue Schichtenserien eingeschaltet werden, so daß das Querprofil des Cañons von Ort zu Ort wechselt. Dies zu tun ist deswegen nützlich, weil es eine gute Vorbereitung für die Erkenntnis des Formenwechsels bildet, der gegenwärtig zu beobachten ist, wenn man den Cañon abwärts verfolgt.

Aber diese deduktiven Übungen haben noch einen weiteren Wert, indem sie eine gewisse Geschicklichkeit in der exakten und richtigen Erfassung der tatsächlichen Züge vermitteln. Der Geograph wird durch sie nicht nur den Schatz seiner gedachten Formen vermehren, mit denen er die beobachteten vergleichen kann, sondern er wird auch seine Fertigkeit erhöhen, neue Formen abzuleiten, in ähnlicher Weise, wie man von der Arithmetik zur Algebra fortschreitet. Je sorgfältiger er über seine gedachten Formen nachdenkt, um so bessere Fortschritte wird er machen. Die Entwicklung gedachter Formen wird noch unterstützt durch die Zeichnung von Diagrammen und den Entwurf möglichst gedrängter Beschreibungen, und die auf diese Weise erlangte Übung wird wiederum eine gute Hilfe sein, wenn man wirklich vorkommende Formen beschreiben will, die mit den gedachten übereinstimmen. Man darf aber niemals vergessen, daß diese Serien abgeleiteter Formen eben nur im Geiste existieren, wie sorgfältig man sie auch ausarbeiten mag, und daß der Geograph jede Gelegenheit zu Reisen für das Studium der Landschaften ergreifen muß. Dabei wird er dann seine gedachten mit den beobachteten Formen ständig vergleichen, diese dienen ihm dazu, die Richtigkeit jener zu prüfen und spornen ihn gleichzeitig an, neue Formen abzuleiten.

Niveauänderungen aus historischer Zeit. Es wird vielleicht aufgefallen sein, daß ich keinen einzigen historisch beglaubigten Fall einer Hebung von Landmassen angeführt habe, der die Voraussetzung stützen könnte, von der unsere deduktiven Betrachtungen ausgingen. Derartige Erscheinungen, z. B. bei Pozzuoli, wo das am Ufer liegende Gebiet, auf dem

der alte Tempel steht, seit der Römerzeit zum Teil überschwemmt und wieder gehoben wurde, sind allerdings von höchstem Interesse. Einen neuen und noch bemerkenswerteren Fall einer Niveauänderung hat Tarr aus Alaska beschrieben[2], wo bei dem Erdbeben von 1899 die frühere Küstenlinie, die an der Felswand eines Fjords sich deutlich markierte, 10—15 m über den Meeresspiegel gehoben wurde. Aber alle diese Beispiele reichen nicht weit. Sie führen uns zwar kleine Bewegungen der Erdrinde in historischer Zeit vor Augen und lassen damit größere in der Vergangenheit möglich erscheinen; sie beweisen aber in keinem Falle Bewegungen von beträchtlichem Ausmaß, weil die Zeitdauer eben allzu kurz ist. Wäre aber auch kein historisches Zeugnis dieser Art bekannt, so würde doch das Vorhandensein von Tälern auf altem Meeresboden uns als Beweis für Bewegungen der Erdkruste gelten können, und daher halten wir uns hauptsächlich an morphologische Zeugnisse.

Struktur des Plateaus von Arizona. Ein Blick auf die Gesteine am Grunde des Cañons (Tafel I) zeigt nicht nur, daß sie sehr widerstandsfähig sind, da sie sich sonst nicht in hohen

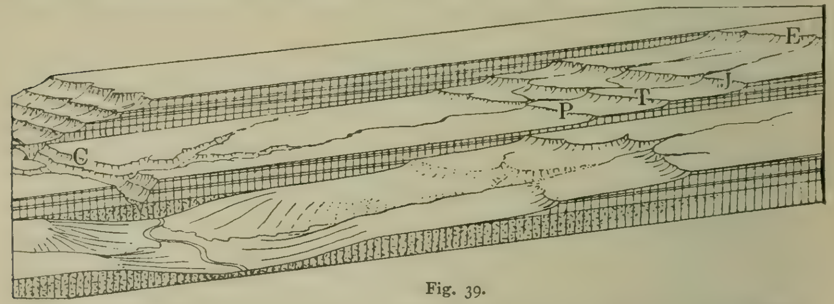


Fig. 39.
Die frühere, gegenwärtige und spätere Entwicklung des Colorado-Cañongebietes.

Wänden von so ungewöhnlicher Steilheit erheben könnten, sondern auch, daß ihre Struktur ganz verschieden von der der über ihnen liegenden Gesteinspartien ist. Die unten lagernden Gesteine sind nämlich kristallinische Schiefer, und das gänzlich verschiedene Aussehen ihrer Wände beweist, wie richtig es ist, auch die Gesteinsstruktur mit in Betracht zu ziehen, wenn man ein Gebiet dieser Art beschreiben will, und wir werden später sehen, daß die innere Struktur einer Landmasse überhaupt sehr wesentlich bei der Beschreibung irgendeiner Gegend ist.

Steigen wir zum oberen Rande der Cañonwand (*C*, Fig. 39) empor, so können wir die weite nördliche Ausdehnung der

Hochebene überschauen, die für 15—20 km mit der obersten Schicht der Cañonwände zusammenfällt. Hier muß sich uns, wie vorher, der Gedanke aufdrängen, welch ungeheure Arbeit noch zu tun bleibt, ehe der Erosionszyklus, der jetzt in Tätigkeit ist, sein Ende erreicht. Hier können wir sehen, eine wie eindringliche Darstellung der ganzen Landschaft gegeben wird, wenn man auch nur ganz vorübergehend auf das gerade erreichte Stadium des Erosionszyklus Bezug nimmt, der hier wirksam ist. Meines Erachtens ist es ungemein fördernd, wenn man dieses außerordentlich lehrreiche Gebiet richtig zu beschreiben wünscht, es deutlich auszusprechen, daß das Hochland, wie ungeheuer auch der Cañon sein mag, nur ein jugendliches Stadium des Erosionszyklus darstellt. Es macht uns die wirklichen Tatsachen viel klarer und anschaulicher, wenn wir die Steilwände des Cañons als zurücktretende Landstufen betrachten — was sie doch in Wirklichkeit sind, da das Zerstörungswerk unzweifelhaft fortschreitet — als wenn sie einfach als Landstufen bezeichnet werden. Wir helfen unseren Hörern und Lesern, indem wir feststellen, daß ein solches Gebiet wie dieses in einem bestimmten Stadium des normalen Erosionszyklus steht, mit dem sie, ebenso wie wir selbst, schon vertraut sind. Wer vor der Annahme des langen Zeitraumes, der zu der vollständigen Abtragung eines solchen Hochlandes erforderlich ist, zurückschreckt, der kann seinen Mut leicht dadurch wiedergewinnen, daß er sich die ebenso lange Zeitdauer vorhält, die für seinen Aufbau nötig war, und von dem die mächtigen Schichtmassen Kunde geben.

Fällt es einem schwer, sich an den Gedanken zu gewöhnen, daß das Zurücktreten der Stufen allein unter dem Einfluß der Verwitterung geschieht — und ich darf daran erinnern, daß die Anschauung der alten Geographen und Geologen, die die Entstehung aller Stufen dem Meere zuschrieben, lange geherrscht hat — so braucht man nur einige Formen zu betrachten, bei denen das Zurücktreten deutlicher in die Augen fällt. Etwa 80 km nördlich vom Cañon finden wir eine nach Süden gerichtete Stufe (P, Fig. 39), die das Plateau überschaut, und in der wie gewöhnlich eine harte Schicht auf weicheren Schichten liegt, wie dies in Fig. 40 (gegen Osten aufgenommen) dargestellt ist. Durch die Verwitterung der unterlagernden weichen Schichten werden die härteren untergraben, große Blöcke fallen

herab, zerbrechen und bilden Schutthalden. Aber kommt einmal die Reihe an sie, so zerfallen auch die Schuttblöcke; aufs neue verwittern die weichen Schichten, aufs neue werden die harten Schichten untergraben, und der Prozeß findet sein Ende erst dann, wenn die ganze Stufe aufgezehrt wird.

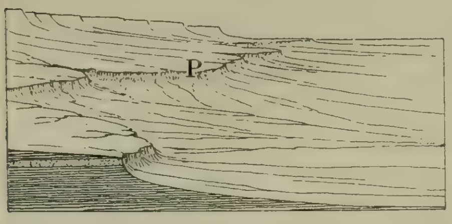


Fig. 40. Eine nach Süden gerichtete Stufe im Norden des Colorado-Cañon.

Noch weiter nördlich in den „High Plateaus" des südlichen Utah kommt eine berühmte Reihe von drei höheren, nach Süden blikkenden Stufen (*T*, *J*, *E*, Fig. 39, gegen Nordwesten aufgenommen) vor, deren Schichten außerordentlich mächtige Ablagerungen einschließen und sich einmal viel weiter südlich (wie im Hintergrund von Fig. 39) über das hohe Flachland (*PC*) erstreckten, in das der Colorado-Cañon (*C*) jetzt eingesenkt ist. Die geologischen Beweise für die frühere weitere Verbreitung dieser Schichtenreihe und für ihre spätere Erosion kann man in einer Arbeit Duttons[3] nachlesen.

Wir sind daher zu dem Schlusse gezwungen, daß das Verschwinden dieser Landstufen und der zwischen ihnen liegenden weicheren Schichten durch denselben normalen Verwitterungsprozeß geschehen ist, der heute ihr allmähliches Zurücktreten bewirkt. Das Gebiet hat sich dem Greisenalter bereits stark genähert; eine unendlich lange Zeit ist verflossen, seit die Schichtenreihe gehoben wurde und seit sich auf ihr ein Erosionszyklus entwickelt hat, eine so lange Zeit, daß wir kaum zu zögern brauchen, für die Abtragung des noch übrig gebliebenen „High Plateaus" (*T*, *J*, *E*) zum Niveau der Hochebene (*PC*) eine noch längere Zeitdauer anzunehmen. Diese Betrachtungen sind sehr geeignet, unsere Annahme zu bestätigen, daß die Erdgeschichte wirklich lang genug ist, um die Vollendung eines Erosionszyklus zu gestatten. Die geologische Zeit ist sicher Zeuge vieler Erosionszyklen gewesen. Steht man am Fuße einer dieser Landstufen im südlichen Utah, dann scheint sie allerdings stille zu stehen, aber nur deswegen, weil wir sie nicht lange genug betrachten; der ganze Umfang der bekannten Menschheitsgeschichte würde kaum ausreichen, um bemerkenswerte Veränderungen an ihnen erkennen zu lassen. Aber sobald man

wirklich von dem Zurücktreten der Stufen durchdrungen ist, dann kann die Langsamkeit ihres Verschwindens im Vergleich mit dem raschen Schritt, den die menschlichen Ereignisse nehmen, dazu dienen, uns die Kürze der Menschheitsgeschichte im Gegensatz zu der Zeitdauer eines normalen Erosionszyklus zu veranschaulichen.

Es ist wohl für jetzt zwecklos, einen Zyklus nach Jahren schätzen zu wollen. In einem Gebiet mit harten Gesteinen würde der Zeitraum natürlich länger sein als in einem, das nur aus weichen aufgebaut ist. Die Einheiten für die Messung eines Zyklus müßten Hunderttausende von Jahren sein, aber aus wie vielen solcher Einheiten ein Erosionszyklus besteht, dürfte schwer zu sagen sein. Wie groß seine Dauer aber auch sein mag, das Vorkommen einer weiten Ebene, von der eine mächtige Schichtenreihe abgetragen ist, zeigt, daß der hier in Betracht kommende Zyklus dem Greisenalter sehr nahe gerückt ist. Wir werden uns später die Frage vorlegen, ob das Hochland seine heutige Höhe besaß, als es dieser Denudation unterworfen wurde.

Die Alpen. Viele Gebirgszüge in den Alpen und in anderen Gebirgen liefern uns die Bestätigung für verschiedene weitere, noch hinzuzufügende Prinzipien. Hinsichtlich der Hebung können wir feststellen, daß sie in den Alpen sehr ungleichmäßig gewesen ist, so daß die marinen Schichten, die ursprünglich horizontal lagen, eine stark geneigte Stellung erhalten haben. Was die Erosion betrifft, so sehen wir hier deutlich, daß die geneigte Lage der Schichten sehr oft eine lineare Anordnung der Bergrücken an den widerstandsfähigen Schichten und der Täler an den weichen Gesteinspartien bewirkt hat. Diese Beziehung dokumentiert sich in vielen Bergzügen und stützt in sehr bemerkenswerter Weise die Theorie von der Entwickelung subsequenter Täler und Wasserscheiden. Wir werden noch verschiedentlich Gelegenheit haben, Beispiele von Formen dieser Art kennen zu lernen.

Aber so fest wir auch von der Wirksamkeit der normalen Erosionsvorgänge überzeugt sein mögen, fällt es uns doch schwer, wenn wir solchen Massen wie den Riesen der Alpenwelt gegenüberstehen, zu glauben, daß bei einer Fortdauer der Erosionsvorgänge, die schon die tiefen Täler eingeschnitten haben, mit der Zeit die Gebirge selbst und alle ihre Nachbarn aufgezehrt und zu einem fast ausdruckslosen Flachland abgetragen werden sollen.

Ein bewaldeter Berg. Noch weniger vielleicht scheint es uns möglich, daß ein waldbedecktes Gebirge von gefalteter Struktur (Tafel II) in ein Flachland verwandelt werden kann, da es durch seine Boden- und Pflanzendecke so sicher gegen jede weitere Verwitterung geschützt erscheint. Die sanften Hänge, die die gerundeten, bewaldeten Berge jetzt besitzen, sind aber ganz sicher durch die Erosion geschaffen worden, denn sie schneiden die Gesteine ohne Rücksicht auf ihre innere Struktur und gehen in sanfter Kurve in den Talboden über, der ihre Entwickelung bedingt. Solche Gebirge können einstmals ebenso hoch und steil gewesen sein wie manche der höchsten Alpengipfel. Gerundete Formen dieser Art können, wenn sie in Massen von stark gefalteter Struktur vorkommen, darum als Unterstützung für die Deduktion gelten, daß der Übergang von der Reife zum Greisenalter durch die Umwandlung scharfer Gipfel und Kämme zu gerundeten Formen gekennzeichnet ist, die man als unterjocht bezeichnen kann. Ist aber überhaupt die Möglichkeit gegeben, daß durch Boden- und Waldbedeckung geschützte Berge eine weitere Abtragung erleiden und nach und nach sogar zu einem Flachland werden können? Manche früheren Beobachter haben diese Frage verneint und behauptet, die Abtragung komme zum Stillstand, sobald die Vegetation festen Halt an der Oberfläche gewinnt. Dieser Schluß widerspricht jedoch der Logik. Es wird die Abtragung allerdings viel langsamer vor sich gehen, wenn sich eine Pflanzendecke gebildet hat, aber es wäre ein großer Irrtum, zu glauben, daß sie deshalb gänzlich aufhörte. Sie geschieht wahrscheinlich sehr viel langsamer als auf kahlen, der Verwitterung ausgesetzten Hängen und nackten Bergen, viel langsamer als in Gebieten mit trockenem Klima, wo die öde Oberfläche, obgleich der Regen nur selten fällt, dem Einfluß des spülenden Wassers ungehindert preisgegeben ist. Es ist fraglos, daß die Fortspülung der Bodendecke eines Berghanges durch das Vorhandensein eines Pflanzenkleides stark verzögert und der fernere Angriff der Verwitterung auf die unterlagernde Gesteinsmasse außerordentlich geschwächt wird. Trotzdem haben wir allen Grund zu glauben, daß die gegenwärtige Form waldbedeckter Berge durch die langsame Abtragung während des Vorhandenseins des Waldes seit undenklichen Zeiten entstanden ist, und daß der Wald, auch in der Zeit, die noch bis zu der völligen



Waldbedecktes Gebirge: Blue Ridge, Nord-Carolina. (United States Geological Survey.)

Einebnung der Berge erforderlich ist, bestehen bleiben wird. Der Gedanke, daß die moor- oder waldbedeckten Berge vor weiterer Abtragung geschützt wären, würde uns zu der Annahme zwingen, daß sie ihre heutige Gestalt erlangt haben, ehe der Wald oder das Moor von ihren Hängen Besitz ergriffen hat, was jedoch nach jeder Richtung hin unwahrscheinlich ist. Indem wir erkennen, daß vegetationsbedeckte Berge wenigstens zeitweise schneller der Erosion erliegen würden, wenn die Bäume ausgerodet wären, wie sich das ja leider in verschiedenen Gebieten Europas gezeigt hat, müssen wir annehmen, daß eine langsame Abtragung, ein ganz allmähliches Kriechen des Bodens auch unter der Baumdecke fortdauert, selbst wenn es sich hierbei nur um das abwechselnde Wachsen und Zerfallen der Baumwurzeln handelt. Auch die bedeckten Berge müssen aufgezehrt und erniedrigt werden und sich endlich in Flachländer verwandeln.

Betrachten wir nunmehr die Täler solcher unterjochter Berge, wie wir sie eben dargestellt haben. Die Bergseiten senken sich in wohl ausgeglichenen Hängen zu den Talfluren hinab, und die Neben- und Haupttalfluren gehen mit sanftem, ausgeglichenem Gefälle völlig gleichsohlig ineinander über, wie es die Theorie des Erosionszyklus nach einer langen Erosionsperiode auf einer stillstehenden Landmasse erwarten läßt, welches auch immer die innere Struktur und die ursprüngliche Form des Gebietes gewesen sein mag. Zahlreiche Beispiele von Formen dieser Art ließen sich anführen, wo die Forderungen der Theorie hinsichtlich des Stadiums später Reife oder frühen Greisenalters in ausgezeichneter Weise verwirklicht sind.

Die Bretagne. In der Bretagne findet man eine Landschaft von ganz anderem Charakter: reife Täler (*T*) von mäßiger Tiefe sind in eine Ebene (*E*, Fig. 41) eingeschnitten. Die flachen Talfluren sind etwas erweitert, die Gehänge im allgemeinen gut ausgeglichen, und eine Decke von Gehängeschutt verbirgt gewöhnlich die Gesteinsstruktur. Wir könnten durch die Gleichmäßigkeit der

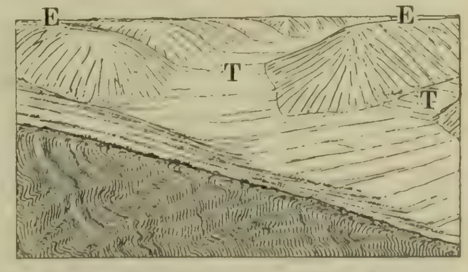
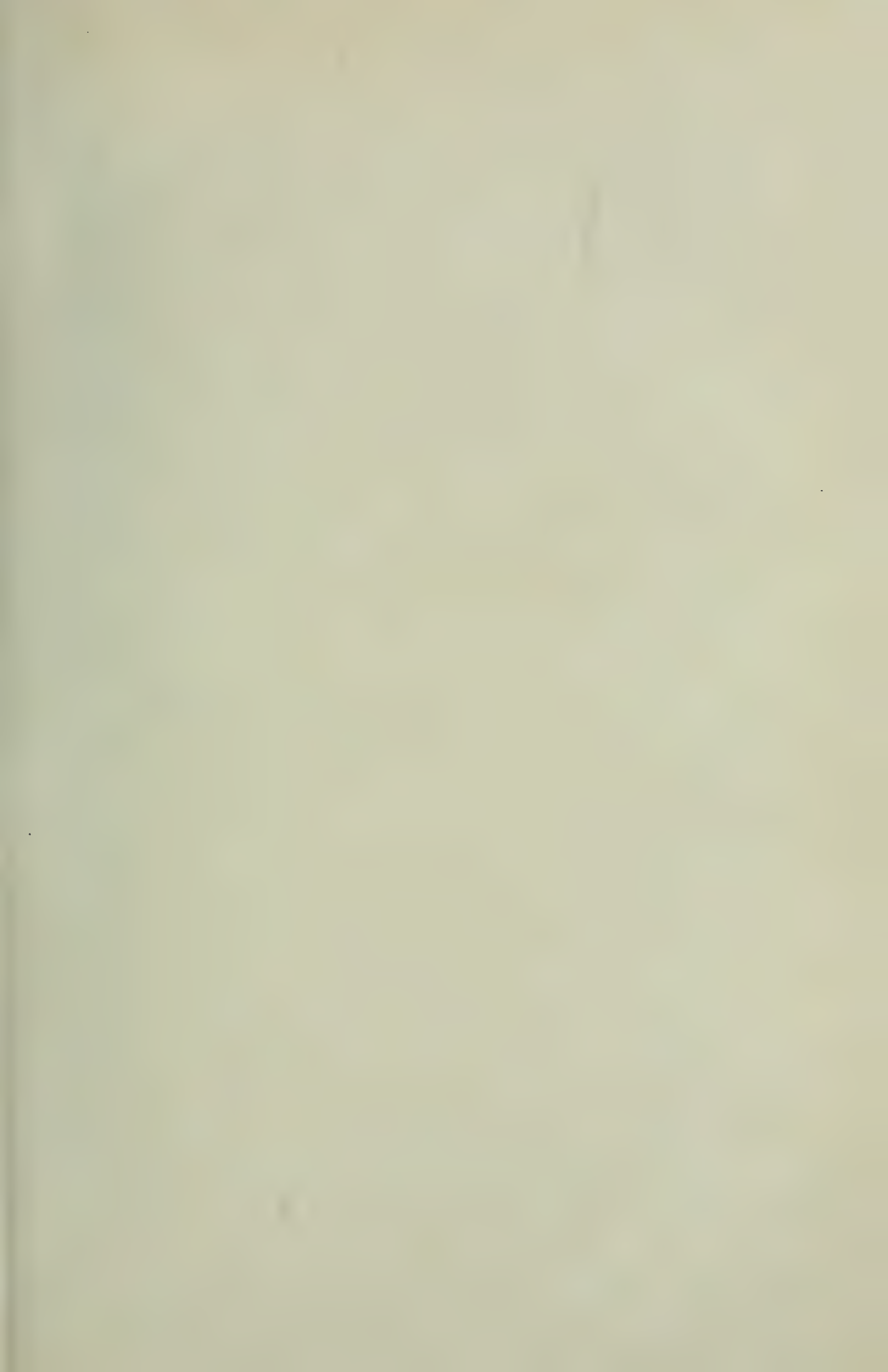


Fig. 41. Die zerschnittene Ebene der Bretagne.

Ebene, in die die Täler eingeschnitten sind, zu dem Schlusse veranlaßt werden, daß die innere Struktur aus horizontalen Schichten bestehen müßte, wie im Gebiete des Colorado-Cañon. Untersuchen wir jedoch einen der gelegentlich vorkommenden Aufschlüsse, so sehen wir, daß die Struktur absolut nicht horizontal ist, das Gebiet besteht vielmehr aus stark gestörten Sedimentärgesteinen oder kristallinischen Schiefern, wie es der vordere Durchschnitt in Fig. 41 zeigt, über die die horizontale Oberfläche gleichmäßig hinweggeht. Hätte diese irgendeine nähere Beziehung zur Struktur, so würde sie sehr uneben und gebirgsartig sein müssen und sich zweifellos hoch über die gegenwärtige Ebene erheben. Daß die gestörten Gesteinsmassen einst wirklich als hohe Gebirge aufragten, wird durch die kristallinische Zusammensetzung der Schiefer und die starke Deformation der Schichten erwiesen, denn derartiges kann weder auf der Landoberfläche noch am Meeresboden hervorgebracht werden, sondern nur in beträchtlichen Tiefen unter der Erdoberfläche bei hoher Temperatur und starkem Druck zu Stande kommen. Daher müssen wir wohl annehmen, daß die Ebene hier nicht eine Urform, sondern eine Endform, eine Abtragungsebene darstellt, das Ergebnis der unendlich lange fortdauernden Erosion, die während eines ganzen Zyklus tätig war und einen Gebirgszug in einen Gebirgsrumpf umwandelte.

Begeben wir uns ins Innere der Bretagne, so treffen wir auf Hügel, die über die Abtragungsebene hinausragen. Sie besitzen häufig nur geringe Höhe und sanfte Gehänge und steigen ganz allmählich aus der Ebene auf, zunächst vereinzelt, weiter im Innern jedoch in größerer Zahl dicht beieinander. Offensichtlich stellen diese Hügel ein weniger weit vorgeschrittenes Stadium der allgemeinen Abtragung dar. Gelegentlich erheben sich aber auch lange Rücken mit steilerem Abfall bis zu größeren Höhen und verlaufen in fast geradliniger Richtung viele Kilometer weit; bei näherem Zusehen stellt sich heraus, daß sie an besonders widerstandsfähige Gesteine gebunden sind: sie überlebten also wegen ihrer größeren Härte. Aber ob die Abtragung durch normale Erosion oder durch marine Abrasion geschah, werden wir nicht unmittelbar entscheiden. In beiden Fällen aber mußte die Ebene fast im Meeresspiegel liegen, und das Einschneiden von Tälern könnte nicht stattfinden. Der einzige Weg, um aus dieser Schwierigkeit heraus zu gelangen,





Die eingeschnittenen Mäander des Tennessee-Flusses in den südlichen Appalachen.

ist der folgende: wir nehmen an, daß das Gebiet, nachdem es in einem früheren Zyklus zu einem Flachland oder einer untermeerischen Plattform erniedrigt war, zu mäßiger Höhe wieder gehoben und auf diese Weise in einen neuen Erosionszyklus gebracht wurde, in dem die Täler bereits das Reifestadium erreicht haben.[4]

Eine solche zweite Hebung war in unserem deduktiven Schema des vorigen Kapitels nicht enthalten, aber es liegt auf der Hand, daß wir das Schema in dieser Hinsicht sehr leicht ergänzen können. Nicht nur die hier angedeuteten, sondern noch verschiedene andere Möglichkeiten können mit eingeschlossen werden. Statt der Annahme, daß eine einmal gehobene Masse nun für immer still stehen muß, können wir ebensogut voraussetzen, daß sie in einem beliebigen Stadium ihres Erosionszyklus auf irgendeine Weise bewegt, gehoben oder gesenkt, geneigt, gewölbt, zerbrochen oder verbogen werden kann. In ihrer neuen Lage zur Erosionsbasis wird die Landmasse einen neuen Erosionszyklus beginnen, indem dann allerdings die Urformen denen, die wir am Anfang unseres Schemas erwähnten, recht unähnlich sein werden. Dort waren die Urformen durch Hebung eines früher ebenen Meeresbodens in Verbindung mit größeren oder geringeren Deformationen entstanden. Hier entstehen sie durch die mit eventueller Deformation verbundenen Verschiebungen einer Masse, deren Oberfläche durch die Erosion bereits bis zu einem mehr oder weniger vorgeschrittenen Entwickelungsstadium gelangt ist.

Die Abtragungsebene der Bretagne würde unzweifelhaft von vielen Geographen mariner Abrasion zugeschrieben werden. Die Betrachtung der Unterscheidungsmittel zwischen den durch normale Erosion und marine Abrasion entstandenen Ebenen behalte ich mir für eine spätere Vorlesung vor, hier will ich nur darauf hinweisen, daß gewisse Tatsachen mich zu der Anschauung geführt haben, daß diese Ebene, so nahe sie auch dem Meere liegt, wahrscheinlich subaerilen Ursprungs ist.

Das nördliche New-Jersey. In Nord-New-Jersey[5] haben wir einen Teil (Fig. 42) des Appalachengebirges vor uns, die Formen des Gebirges sind aber ganz anders, als es dieser Name erwarten läßt; es sind weite, wald- oder grasbedeckte Hochländer (*H*) von sanft wellenförmiger Oberfläche, die von breiten, offenen Tälern (*T*) von 200 oder 300 m Tiefe durchschnitten sind.

Die Struktur zeigt hier genau so starke Störungen wie in der Bretagne, und hier wie dort zerstören die gegenwärtigen Vorgänge die Oberfläche des Hochlands. Diese ist bereits zur Hälfte durch die Erosion spätreifer Täler an den weicheren Gesteinszonen aufgezehrt, und nur an den härteren Streifen — es handelt sich dabei meistens um kristalline Schiefer — ist die ebene Hochlandoberfläche noch deutlich sichtbar. Hier müssen wir, gerade wie in der Bretagne, annehmen, daß zwei Erosionszyklen vorliegen, deren erster das Greisenalter erreicht hat, während der zweite, kurz gesagt, reif ist, und daß dieser zweite Zyklus durch eine ausgedehnte, gleichmäßige Hebung, die den weiteren Fortschritt des ersten unterbrach, eingeführt wurde.

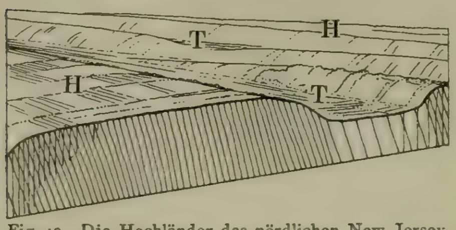


Fig. 42. Die Hochländer des nördlichen New-Jersey.

Die gehobene und reif zerschnittene Fastebene, die das Hochland von Nord-New-Jersey bildet, läßt sich weiter nach Nordosten hin verfolgen; sie wird von der tiefen Schlucht des Hudson schief durchschnitten, wo ihre harten, kristallinen Gesteine bloßliegen. Dann geht sie nach New-England hinüber, wo sie die führende Oberflächenform von Connecticut, Rhode Island und Massachusetts bildet. Ihre Höhe nimmt allmählich von der Küste in nordwestlicher Richtung zu, wodurch angezeigt wird, daß sie ihre Höhenlage einer schrägen Hebung verdankt; sie wird unterbrochen von zahlreichen reifen Tälern, vor allem von der Connecticut-Talniederung, die längs eines Streifens weicher Sandsteine und Schiefer ausgearbeitet worden ist. Das Hochland wird gelegentlich von Resthügeln überragt, die im allgemeinen an besonders widerstandsfähige Gesteinsmassen geknüpft sind, und deren Typus der Mt. Monadnock im südwestlichen New-Hampshire darstellt: ein Berg, der sich aus dem 500 bis 530 m hohen umgebenden Hochland noch 560 m erhebt. Die amerikanischen Geographen haben den Namen „Monadnock" daher zur Bezeichnung derartiger Restberge verwendet, wofür man in Deutschland kürzlich den Ausdruck „Härtling" in Vorschlag gebracht hat[6].

Jetzt sind wir zu der Annahme gezwungen, daß in Nord-New-Jersey und New-England, wie in der Bretagne Jugend,

Frühreife, Spätreife und frühes Greisenalter des ersten Zyklus in geordneter Reihenfolge vorübergegangen waren, ehe das vorgeschrittene Greisenalter erreicht wurde, wie es die Abebnung der verwickelten Strukturen dieser alten Gebirge anzeigt. Das Vorkommen derartiger Rumpfflächen hat aus dem Grunde einen besonderen Wert für uns, weil die frühere Existenz eines ganzen, ununterbrochenen Zyklus zu ihrer Entstehung notwendig ist. Vor dem Einsetzen des zweiten Zyklus müssen wir uns ein solches Gebiet als ein breites Tiefland vorstellen, durch das eine Anzahl alter Ströme träge dahinzog. Während und nach der Hebung gingen die Flüsse, die sich nun hoch über der Erosionsbasis fanden, an ihre neue Aufgabe, die sie jetzt schon ziemlich weit gefördert haben. Solche Flüsse im frühen Stadium des neuen Zyklus können neubelebt oder verjüngt genannt werden.

Das Rheintal. Der Rhein hat in die gehobene Rumpffläche des Schiefergebirges eine enge Schlucht eingeschnitten[7], d. h. wir haben hier ein junges Stadium des gegenwärtigen Zyklus vor uns, der auf das viel spätere Stadium eines früheren gefolgt ist. Viele derartige Fälle sind bekannt, und sie lassen mir immer eine Parabel in den Sinn treten: Einst besuchte jemand das Atelier eines Bildhauers und traf den Künstler beim Beginn eines neues Werkes. Schnell hieb er große Stücke von einem Marmorblock ab, und manche Andeutung seines Entwurfs war bereits sichtbar. Aber bei näherer Prüfung bemerkte der Besucher, daß der Marmorblock selbst eine alte Statue war, zerbrochen, verwittert und durch schlechte Behandlung zu einem Torso geworden. Da flog seine Phantasie zu den früheren Zeiten zurück, als diese alte Statue noch unbehauen war, ein rauher Block, eben aus dem Steinbruch in ein Atelier gebracht, wo ein anderer Bildhauer schnell die ersten Stücke abgehauen hatte; allmählich entwickelte sich die Gestalt, der Bildhauer meißelte den Block feiner aus und glättete schließlich die Oberfläche. So wurde die Statue eine Zeitlang bewundert, um dann später umgeworfen, zerbrochen, dem Wind und Wetter ausgesetzt zu werden und ihrer Auflösung entgegenzugehen. Erst dann gelangte der Torso in dieses Atelier, wo er jetzt vor den Augen des Besuchers wieder roh zugehauen wird, um späterhin von neuem feiner ausgemeißelt zu werden.

Das Schiefergebirge ist kein Marmor, aber es ruft mir, wie

gesagt, immer den Torso einer solchen alten Statue ins Gedächtnis, der jetzt zum zweiten Male durch die Hand des Bildhauers bearbeitet und für die feinere Ausmeißelung der Reife vorbereitet wird. Die Verbindung alter und junger Formen, die auf diese Weise entsteht, ist sehr augenfällig. Das junge Haupttal und seine Nebentäler sind eng, steilwandig, mit vielen, noch nicht ausgeglichenen Aufschlüssen. Die alten Hochländer werden hier und da von übrig gebliebenen Höhenzügen harten

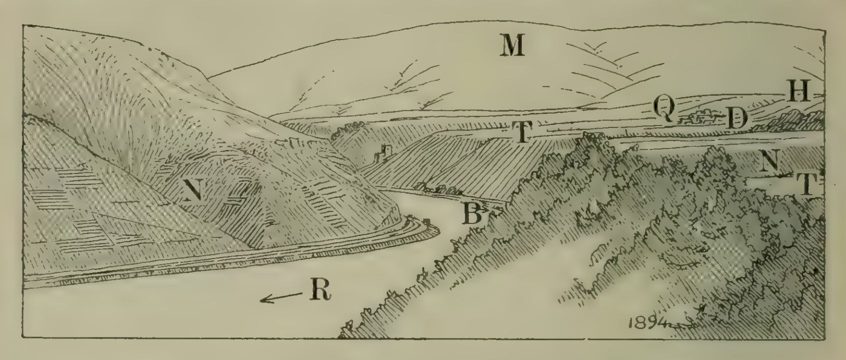


Fig. 43. Das Rheintal bei Bacharach (B), gegen Süden.

Quarzits überragt (*M*, Fig. 43), die vor der letzten Hebung noch nicht zu dem allgemeinen Tiefland abgetragen waren. Wo aber die weniger widerstandsfähigen Schiefer vorhanden sind, da ist das Hochland zwischen den neueingeschnittenen Seitentälern oft von ganz auffallender Ebenheit. Manche Einzelheiten ließen sich natürlich hinzufügen, wie z. B., daß der durch eine erste Hebung neubelebte Rhein ein spätreifes Tal ausarbeitete, bevor er, durch eine zweite Hebung verjüngt, die heutige Schlucht in den Boden des reifen Tales einschnitt. Das wellige Hochland des Gebirgsrumpfes (*H*), der ebene Boden des reifen Tales (*T*) und die steilwandige Rheinschlucht (*R*) sind in den vereinfachten Skizzen von Fig. 43 und 44 dargestellt. Andere Züge werden wir im sechsten Kapitel kennen lernen, für den Augenblick möge diese kurze, allgemeine Beschreibung genügen.

Die Hauptpunkte, auf die es hier und in allen ähnlichen Fällen ankommt, geben uns für das allgemeine Schema des Erosionszyklus einen ausgezeichneten Anhalt und ermutigen uns, es so gründlich wie möglich auszugestalten, daneben veranschaulichen sie uns auch die Art, in der der Erosionszyklus bei der Beschreibung der Formen angewendet werden kann. Der Grund

für die Anwendung des Zyklus in dieser Weise ist, daß er in ganz bestimmter und wirkungsvoller Art besondere Verbindungen von eigentümlichen Zügen zuläßt, die den aufeinderfolgenden Entwicklungsstadien in ihren natürlichen Verknüpfungen eigen sind. Wir werden noch wiederholt Gelegenheit haben, uns

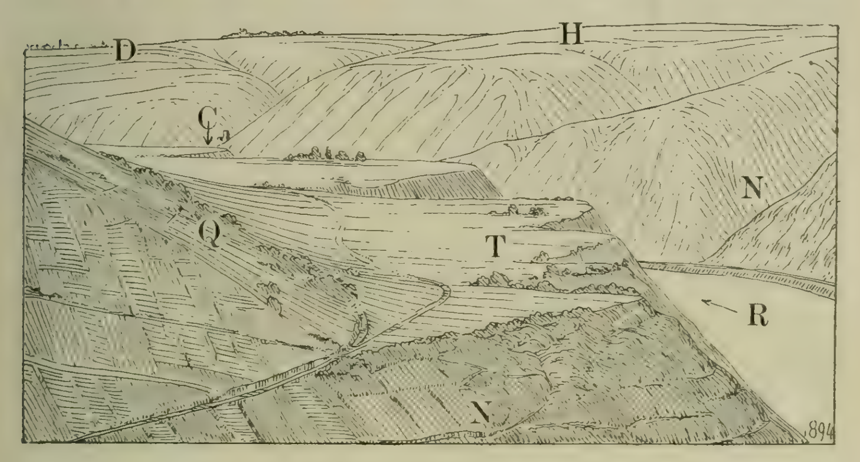


Fig. 44. Das Rheintal unterhalb Bacharach, gegen Osten.

dieses Grundsatzes zu bedienen, der mit um so zahlreicheren Einzelheiten ausgestattet sein wird, je weiter unsere Arbeit fortschreitet.

Andere Beispiele. Bei den genannten Beispielen aus der Bretagne, New-Jersey und dem Rheinischen Schiefergebirge fand die Hebung, durch die der neue Zyklus eingeführt wurde, im Greisenalter des vorhergehenden Zyklus statt. Aber es kann offenbar eine solche Unterbrechung durch eine Hebung oder durch andere Bewegungen sich auch in jedem anderen Stadium des Zyklus ereignen. Im Lamonetal, an der Nordostseite des Apennin, liegt zum Beispiel eine Landschaft vor, bei der die neue Hebung und damit die Wiedererweckung der Erosion während der Reife des unterbrochenen Zyklus stattfand. Hier ist ein frühreifes Tal von geringer Tiefe (Fig. 45) in den Boden eines spätreifen Tales von größerer Tiefe eingeschnitten. In diesem Falle muß der Charakter des Lamone am Anfang des gegenwärtigen Zyklus dem eines jungen Flusses auf einer Uroberfläche, die erst kürzlich aus dem Meere emporgehoben wurde, höchst unähnlich gewesen sein, denn diese würde den zufälligen Unregelmäßigkeiten der Urmuldenlinie folgen. Der

Lamone aber begann den neuen Zyklus mit den reif entwickelten Mändern, die er in dem früheren Zyklus erworben hatte. Nur so können wir uns den merkwürdig gewundenen Lauf des neu eingeschnittenen Tales erklären. Darum ist bei der Beschreibung der Landformen die Feststellung, ob ein frühreifes Tal das Werk eines Flusses in seinem ersten oder in seinem zweiten Zyklus ist, von großem praktischen Wert. Indem wir dieses Gebiet

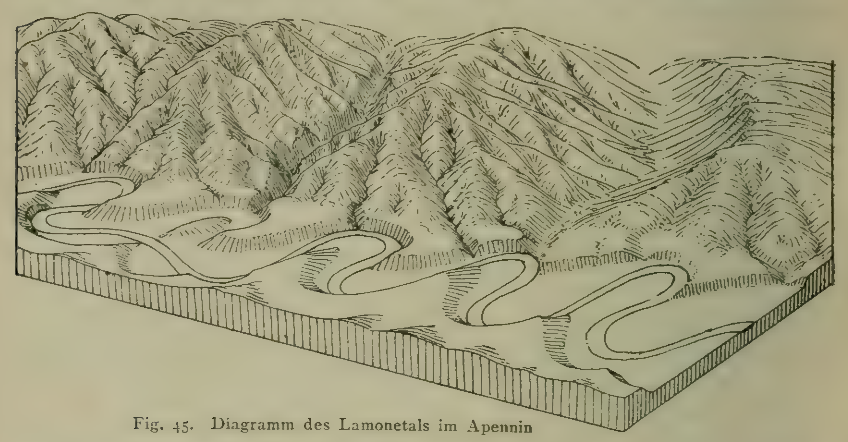


Fig. 45. Diagramm des Lamonetals im Apennin

der Sub-Apenninen kurz so beschreiben, daß dort die frühe Reife eines Zyklus der späten Reife eines früheren Zyklus folgte, werden wir dazu geführt, nicht nur die eben erwähnten Züge im Haupttal, sondern auch die ihnen verwandten Züge in allen Seitentälern zu erwarten. Man muß allerdings dabei beachten, daß die Nebenflüsse, da kleine Flüsse langsamer durch den Zyklus schreiten als größere, jungen Tälern folgen können, die in den Boden frühreifer Seitentäler eingeschnitten wurden, was auch tatsächlich der Fall ist. Durch die systematische Entwickelung dieser und anderer Züge bietet das Lamonetal ein besonderes Interesse, wovon wir uns bei unserer Exkursion im Sommer 1908 überzeugen konnten.

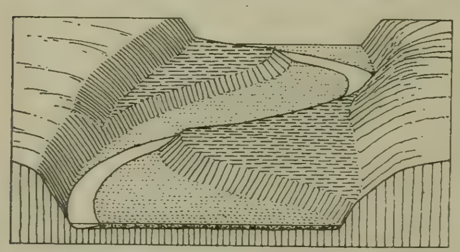


Fig. 46. Diagramm des Lottales in Zentral-Frankreich.

Einen ähnlichen Fall findet man im Tale des Lot am westlichen Abhang des französischen Zentralmassivs, das in Fig. 46 schematisch zur Darstellung gebracht ist. In ungefähr ein Drittel der Höhe zwischen

dem Talboden und dem Hochland sieht man flache, bankartige Flächen, bedeckt mit Schottern, die offenbar einen alten Talboden des Lot während einer früheren niedrigeren Lage des Landes darstellen und durch eine lokale Hebung, die den Fluß in das Massiv tiefer einschneiden ließ, zerschnitten und aufgelöst sind. Die Breite des älteren Tales betrug etwa 1 km oder mehr; die wenigen Sporne, die sich von den Talseiten verschieben, weisen darauf hin, daß der frühere Erosionszyklus bereits ein vorgeschrittenes Reifestadium erreicht hatte, was noch durch die vollkommene Zerschneidung des Hochlandes und die gut ausgeglichene Böschung der Hügelseiten bekräftigt wird. Das heutige Tal ist dagegen nur wenige hundert Meter breit, und deutlich begrenzte Sporne des früheren Talbodens ziehen sich in die jetzigen Flußkurven, so daß der gegenwärtige Zyklus weit weniger reif ist als der frühere. Ein solches Tal könnte als spätreifes Tal von mittlerer Tiefe beschrieben werden, in das ein Tal von geringerer Reife und Tiefe eingeschnitten ist. Verschiedene Züge in dem Verhalten gewundener Flüsse, die in Verbindung mit Fig. 16 und 17 in den vorhergehenden Kapiteln betrachtet wurden, finden hier eine ausreichende Bestätigung.

Das untere Tal des Susquehanna im südlichen Pennsylvanien und Maryland ist bis zur frühen Reife in einen gehobenen Rumpf eingesenkt. Aber anscheinend infolge einer zweiten Hebung von geringerem Ausmaß und jugendlichem Datum ist der Talboden ungemein fein zerschnitten, so daß das neue Erosionsbett von zahlreichen Gesteinsaufschlüssen umgeben ist, zwischen denen der Fluß in viele Kanäle zerteilt ist. Beschriebe man dieses Gebiet nur so, daß man sagte, der Fluß sei von Gesteinsaufschlüssen umgeben, so würde man kein gutes Bild der heutigen Formen erhalten, da die Aufschlüsse jeder beliebigen Form zukommen können. Es ist von Wichtigkeit, zu wissen, daß sie eine Folge der Zerschneidung eines früheren Talbodens durch einen vor kurzem wiederbelebten Fluß sind.

Der Colorado-Cañon. Kehren wir noch einen Augenblick zu der Hochebene des nördlichen Arizona zurück, die durch das nach Norden gerichtete Zurückweichen der Stufen bildenden Schichten erzeugt ist. Unsere Erklärung war die, daß die Hochebene ein weit vorgeschrittenes Stadium des Erosionszyklus darstellt. Wäre das der Fall, so müßte die Ebene so tief liegen, daß keine Täler in sie eingeschnitten sein könnten. Wenn wir

jetzt der Ebene südwärts folgen (*PC*, Fig. 39), werden wir ganz plötzlich und unvermutet auf den großen Steilabsturz, die Wand des jungen Colorado-Cañon, stoßen. Jeden Besucher muß die Ebenheit der Hochlandsoberfläche verblüffen, in die der Cañon eingesenkt ist, nur wenige aber machen sich klar, daß das Hochland einst ein Erosionstiefland, eine Abtragungsebene war, deren Ausbildung durch die Erosion unendlich viel mehr Zeit erforderte als die Ausgrabung des jungen Cañons während und nach der Hebung der Abtragungsebene. Jetzt können wir mit mehr Recht als vorher sagen, daß die Ausbildung des Cañons nur der Anfang einer gewaltigen Aufgabe ist, denn jetzt sehen wir die viel weiter vorgeschrittene Ausführung einer ebenso großen Aufgabe in der weitgehenden Abtragung vor uns, die das Hochland erlitt, während das ganze Gebiet tiefer lag. Daher stellen sich die Plateaus von Arizona, ebenso wie die vorhin angeführten Beispiele als Gebiete von verwickelter Geschichte dar: der Cañon ist ein junges Tal, das in eine alte, gehobene Abtragungsebene eingeschnitten ist.

Betrachten wir noch einmal die kristallinischen Gesteine am Grunde des Cañon (Tafel I). Die ebene Trennungsoberfläche zwischen diesen stark gestörten Gesteinen und den wagerecht darüberliegenden Schichten fällt sogleich deutlich in die Augen. Sie ist so eben wie die Oberfläche der Bretagne und scheint des gleichen Ursprungs zu sein, nämlich eine abgetragene Gebirgsmasse vorzustellen. Aber unähnlich der Bretagne, die durch eine Hebung einen neuen Erosionszyklus erlebte, wurde das alte, abgetragene Gebirge des Cañonbodens gesenkt, unter den Meeresspiegel getaucht und unter gewaltigen Schichtmassen begraben; erst nach einer späteren Hebung und nach ausgedehnter Erosion, der wieder eine zweite Hebung und erneute Erosion folgten, wurde der Cañon so eingeschnitten, wie wir ihn heute vor uns sehen. Jetzt, wo der Fluß sich durch die diskordant auflagernde Masse bis auf die kristallinische Grundlage hindurchgearbeitet hat, zeigt sich, daß er sich ohne jede Beziehung zu diesen eingesägt hat; er hat einfach den Lauf vertieft, den er in seinem früheren Zyklus auf der alten gehobenen Ebene bereits besaß. Von einem solchen Flusse sagt man, daß er sich einen epigenetischen Lauf geschaffen hat. Die weitere Entwickelung des Cañons zur späten Reife ist in dem Vordergrund der Fig. 39 zu sehen, wo die Stufen der oberen Wände stark zurückgetreten sind, und selbst die widerstands-

fähigen kristallinen Gesteine der Grundlage unter dem Einfluß der Verwitterung in sanfter Böschung über einem breiten Talboden sich erheben.

Die angeführten Beispiele müssen genügen, um jeden Unvoreingenommenen zu überzeugen, daß Erosionszyklen wirklich stattgefunden haben, und daraus können wir schließen, daß in jedem derartigen Falle eine ganze Folge normaler Veränderungen eingetreten ist. Aber es ist noch nicht in ausreichender Weise gezeigt worden, daß die wirkliche Folge der Formen der in dem vorigen Kapitel hergeleiteten entspricht, und eine ganze Anzahl von Deduktionen wurde abgeleitet, für die noch keine korrespondierenden heutigen Formen gegeben wurden. Wir wollen daher jetzt zur Prüfung der Richtigkeit der Deduktionen das schon genannte Prinzip zur Anwendung bringen, nämlich in diesen und in späteren Abschnitten gewisse Glieder aus der Reihe der abgeleiteten Formen tatsächlich vorkommenden gegenüberstellen; wenn sich dann ergibt, daß die Gegenüberstellung sich als erfolgreich erweist, so dürfen wir annehmen, daß auch alle anderen Glieder der Serie richtig sind.

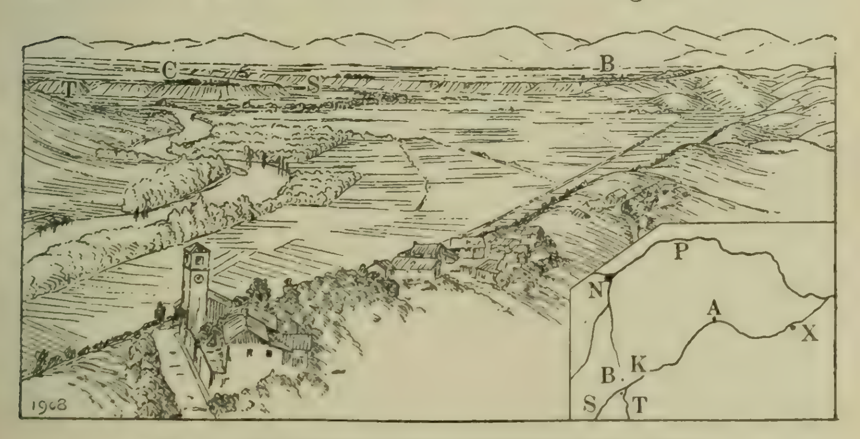


Fig. 47. Das Tanaroknie bei Brà in Nord-Italien, gegen Westen.

Das Tanaroknie bei Brà in Nord-Italien. Für die Ablenkung eines Flusses durch einen anderen wird man kaum ein schöneres Beispiel finden können als den Tanarolauf bei Brà, auf den schon Rovereto und Penck[8] die Aufmerksamkeit gelenkt haben. Der frühere Lauf dieses Flusses (*T*, auf der Nebenkarte Fig. 47) führte durch ein breites, spätreifes Tal nach Norden über Brà (*B*) zum Po in der Nähe von Turin (*N*) und dann in östlicher

Richtung auf windungsreichem Wege (*P*) um die Hügelgruppe zwischen Turin und Alessandria (*X*) herum. Ein anderer Fluß, den wir Asti nennen wollen, floß nordöstlich durch diese Hügel über Asti (*A*) und Alessandria (*X*) zum Po hin; er scheint früher seine Quelle dicht an dem Tanaro, östlich von Brà (*K*), gehabt zu haben. So entsprach der Lauf des Asti der Sehne eines stark gekrümmten Bogens, während der Bogen selbst durch den Tanaro und Po repräsentiert wurde; daraus folgt, daß der Asti ein stärkeres Gefälle besessen haben muß als der Tanaro-Po. Infolgedessen gelangte der Asti durch rückschreitende Erosion auf die Seite des Tanarolaufes und hat den oberen Tanaro angezapft und abgelenkt, so daß der enthauptete untere Tanaro stark an Wasser verlor. Das Ablenkungsknie lag dicht an dem Punkt, wo die Stura (*S*), aus Südwesten kommend, sich mit dem Tanaro vereinigte, so daß auch dieser Fluß eine Ablenkung erfuhr. Die Anzapfung muß bereits vor sehr langer Zeit geschehen sein, denn sonst könnte der Tanaro-Asti, wie wir das neue System nennen wollen, noch nicht einen so gut ausgeglichenen Lauf an dem Ablenkungsknie hergestellt haben, der 100 m tiefer liegt als der frühere Talboden; auch könnte das neue Tal noch nicht die Breite von etwa 2 km erreicht haben (Fig. 47, aufgenommen von einem Turme in dem Dorfe Santa Vittoria). Entsprechend der in den deduktiven Betrachtungen vorgeschlagenen Terminologie kann man die Ablenkung des Tanaro als lange vollzogen bezeichnen. Brà (*B*) liegt am Grunde des angezapften Tales gerade an dem Knie der Ablenkung; man findet auch geschichtete Schotter in dem Boden seiner Felder. Cherasso (*C*) ist an dem Sporn zwischen den vertieften Tälern des Tanaro (*T*) und der Stura (*S*) gelegen. Wenn man den Tanaro hinaufwandert, ist das neue, in den alten Talboden eingesenkte Tal deutlich erkennbar; die Mäander, die der Tanaro vor der Anzapfung entwickelt haben muß, scheinen sich während des Einschneidens des tieferen Tales infolge der Ablenkung bedeutend verbreitert zu haben, denn der heutige Fluß hat zahlreiche schöne, steilwandige Amphitheater ausgebildet, denen langgestreckte, angeschnittene Sporne gegenüberliegen. Gekrümmte Talauen, abwechselnd auf der rechten und linken Seite des Flusses, sind gut entwickelt. In einem Falle scheint die Verbreiterung der Mäander eine Abschneidung hervorgerufen zu haben, so daß lokal der gewundene Lauf verlassen wurde. Da aber die Feststellung dieser

Formen nur auf einer Beobachtung während einer Eisenbahnfahrt beruht, wird sie für jene nicht überzeugend sein, die der Meinung sind, daß mehr als ein kurzer Blick erforderlich ist. um solche Formen zu erkennen.

Zahlreiche Fälle von Flußablenkungen sind von Philippson[9] beschrieben worden, der überhaupt zu den ersten gehörte, die auf die Bedeutung dieser Erscheinung hingewiesen haben. Besonders bemerkenswert ist die von Goode[10] geschilderte Anzapfung durch die Quellflüsse des Yellowstone-Flusses in den Rocky Mountains von Montana, wodurch der Yellowstone-See vom Snake-Columbia-System, das sein Wasser dem Pazifischen Ozean zuführte, ins Missisippi-Missouri-Gebiet gelenkt wurde, so daß er jetzt in den Golf von Mexiko entwässert. Diese Anzapfung ist so neuen Datums, daß die Schlucht — der berühmte Cañon des Yellowstone-Flusses im National-Park — noch jung und steilwandig ist und einen Wasserfall an ihrem Ende besitzt. Dagegen hat Johnson[10] kürzlich ein ausgezeichnetes Beispiel einer schon lange vollzogenen Anzapfung aus den südöstlichen Vereinigten Staaten uns kennen gelehrt. Zwei lange vollzogene Ablenkungen früherer Zweige der Maas zum Vorteil der Aisne-Oise-Seine und des Mosel-Rhein-Systems findet man in Nordost-Frankreich[11].

Wasserfälle. Unzählige Beispiele von Wasserfällen könnte man anführen, bei denen die abgeleiteten Beziehungen eines Flusses zu harten und weichen Strukturen tatsächlich vorhanden sind. Ganz besonders schön zeigt dies der Elands-River, der vom Hochland von Transvaal nach Osten fließt; dabei durchquert er zwei Serien von hartem, ein wenig nach Westen geneigtem Sandstein und bildet auf jeder einen Wasserfall von mäßiger Höhe, während oberhalb, zwischen und unterhalb der Fälle der Fluß gut ausgeglichen ist[12]. Hier besteht, wie in allen Fällen, wo ein heutiges Vorkommnis uns die Richtigkeit unserer Deduktionen verbürgt, eines der interessantesten Ergebnisse darin, daß es uns zu weiteren Deduktionen die Veranlassung gibt. Wenn wir sehen, daß die beiden Fälle des Elands-River in so vollkommener Weise den Bedingungen unseres Profiles (Fig. 8) entsprechen, finden wir sogleich den Mut zur weiteren Verfolgung unserer Deduktionen, z. B. zu der Untersuchung der Frage, warum in Gebieten normaler Erosion die Wasserfälle so sehr viel häufiger bei horizontaler als bei geneigter Struktur auftreten.

Wir wollen dies an einem gedachten Falle betrachten, bei dem die fallbildende Schicht (*XY*, Fig. 48) leicht stromaufwärts geneigt ist, und wo der Fluß bereits ausgeglichene Strecken (*MG*, *DC*) in den über- und unterlagernden weicheren Gesteinen entwickelt hat. Jetzt können wir verschiedene Einzelheiten deduktiv hinzufügen. Der Wasserfall weicht zurück unter der erodierenden Tätigkeit des herabstürzenden Flusses, und während dieses Zurückschreitens muß seine Höhe abnehmen, zunächst, weil die fallbildende Schicht (*XY*) immer niedriger abgetragen wird (*H*, *J*), und zweitens, weil die Verlängerung der tieferen Stromstrecke (*CD*) talaufwärts den Fuß des Falles zu einer stets höheren Basis (*E*, *F*) heben wird. In dem Maße, wie der Kamm des Falles (*G*, *H*, *J*) sich erniedrigt, wird auch die obere

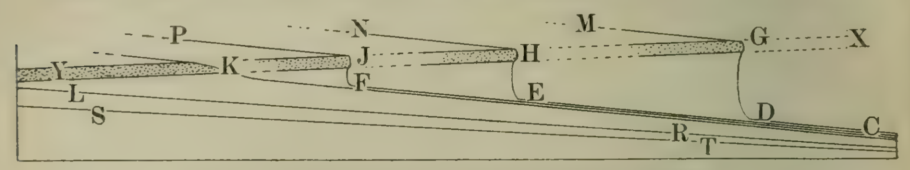


Fig. 48. Ein Wasserfall auf fast horizontal lagernden Schichten.

Stromstrecke (*MG*, *NH*, *PJ*) entsprechend abgetragen. Ist der Fall endlich verschwunden, so werden die beiden Stromstrecken sich zu einer einzigen vereinigen, die in ihrer ganzen Länge ausgeglichen ist, wozu jedoch eine sehr lange Zeit erforderlich ist. Daher sind in Gebieten mit ungefähr horizontaler Struktur die Wasserfälle eine sehr gewöhnliche Erscheinung und von so langer Dauer, daß zu der Zeit, wenn der Fall bis zu dem Punkt (*K*, Fig. 48) des Durchschnitts seiner bedingenden Schicht (*XY*) mit der Talaufverlängerung der niedrigeren Stromstrecke (*DC*) abgetragen ist, diese niedrigere Strecke wahrscheinlich zu sanfterem Gefälle (*LR* oder *ST*) abgetragen sein wird. Auf diese Weise wird der Durchschnittspunkt viel weiter zurückgeschoben und das Leben des Wasserfalles bedeutend verlängert, obgleich seine Höhe fortgesetzt geringer wird.

Wasserfälle dieser Art haben nicht nur ein langes Leben, sie sind auch überaus häufig in ihrem Entwässerungssystem, weil jeder Fluß, der von einem Hochland mit ungefähr horizontaler Struktur herabkommt, auf seinem Wege notwendigerweise alle die verschiedenen harten und weichen Schichten kreuzen muß. Die Flüsse können nicht so abgelenkt werden, daß sie

die härteren Schichten vermeiden. Die größeren werden allerdings relativ rasch ihre Fälle vernichten und ein ausgeglichenes Gefälle annehmen, aber die zahlreichen kleineren Flußläufe, vor allem die insequenten, können wegen ihrer geringen Wassermasse dies nur ganz langsam erreichen. Aus diesem Grunde wird das Auftreten der vielen kleinen Wasserfälle in einem Gebiet von horizontaler Struktur, wie es das Appalachen-Plateau in West-Pennsylvania und West-Virginia darstellt, nicht weiter auffallen können.

Wir wollen nun einen Wasserfall betrachten, der durch eine steilabfallende harte Schicht (Fig. 49) hervorgerufen wird. Er wird rasch verschwinden, weil bei dem Niedergehen des Falles zu der gleichen Höhe mit der talabwärts liegenden Stromstrecke nur eine unbedeutende Gesteinsmasse abzutragen ist. Fälle auf steilen Schichten müssen darum von nur kurzer Dauer sein; sie sollten also selten vorkommen, und das ist auch in der Tat der Fall[12]. Die Seltenheit von Wasserfällen dieser Art hängt aber nicht nur von ihrem kurzen Leben ab, wie sich aus folgender Überlegung ergeben wird. Welche Anordnung das Urstromnetz auf den geneigten Schichten auch gehabt haben mag, die Entwicklung longitudinaler, subsequenter Flüsse auf dem weichen Gestein und die damit verbundene Ablenkung der Querflüsse muß die Zahl der durch die harten Gesteine hindurchgehenden Flüsse verringern und die Wassermasse der wenigen übrigbleibenden erhöhen. Daher muß mit der Ablenkung ursprünglich transversaler zu longitudinalen Flüssen die Anzahl der Wasserfälle an den steilen, harten Schichten bedeutend abnehmen, und die Zunahme der Wasserführung der sich erhaltenden Querflüsse wird bewirken, daß die Lebensdauer eines jeden in deren Jugend entstandenen Wasserfalls entsprechend gekürzt wird. Es ist daher absolut nicht zufällig, daß in einem Gebiet, wie den Appalachen von Mittel-Pennsylvanien, wo harte und weiche Schichten steil aufgerichtet sind, die Wasserfälle eine seltene Erscheinung sind; sie müssen einmal vorhanden gewesen sein, sind aber bereits selbst in den kleineren Flüssen zu niedrigen Schnellen abgetragen; bei größeren Flüssen sind sie sogar schon so stark

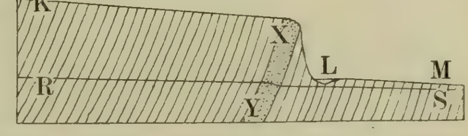


Fig. 49. Ein Wasserfall auf steil abfallenden Schichten.

8*

erniedrigt, daß sie bei Hochwasser überhaupt kaum noch sichtbar sind.

Wenn Erklärungen von der Art der hier gegebenen dem Studierenden noch unvertraut sind, kann es sein, daß die verwickelten Vorgänge, die dabei in Betracht kommen, die Aufmerksamkeit mehr fesseln als die Formen, die sie hervorbringen; aber wir dürfen nicht vergessen, daß unser Zweck die Beschreibung der Form ist, und daß wir darum auch unsere Gedanken immer wieder auf dieses Ziel hinlenken müssen. Indem wir weiter fortschreiten, wird es uns leichter werden, den Vorgängen und ihrem Wirken zu folgen, und dadurch werden wir in den Stand gesetzt, auch die Formen, die die Vorgänge geschaffen haben, besser zu erfassen. Es wird dann die kurze Angabe eines Vorgangs, der in einem bestimmten Stadium auf einer bestimmten Struktur in Tätigkeit ist, uns sofort auch eine bestimmte Form im Geiste vor Augen führen.

Was wir aus diesen Betrachtungen entnehmen können, liegt auf der Hand. Wir müssen von dem hervorragenden Wert der Beobachtung in der Natur völlig durchdrungen sein; wir müssen unsere Bekanntschaft mit den der Beobachtung zugänglichen Tatsachen bei jeder Gelegenheit erweitern und die Ergebnisse anderer Beobachter in möglichst ausgedehnter Weise kennen lernen, aber wir dürfen niemals vergessen, daß einer der Hauptvorteile, die wir dem Studium der Tatsachen verdanken, in der Anregung besteht, die es uns für die Weiterentwicklung unserer rein theoretischen Deduktionen gibt. In dem Maße, wie sich der Tatsachenbestand vergrößert, soll sich auch die Zahl der abgeleiteten Musterformen vermehren. Beide unterstützen sich gegenseitig in schönster Weise, und unsere Beobachtungen werden viel schneller und besser gemacht werden können, weil wir durch unsere Deduktionen auf die am meisten charakteristischen Punkte hingewiesen werden, durch deren Feststellung unsere Hörer ebenso wie wir selbst die lebhaftesten Eindrücke erhalten.

Es wird häufig eingewandt, daß alles Theoretisieren gefährlich sei. Hierauf kann ich nur erwidern, daß sich die Gefahr vermeiden läßt, wenn wir stets sorgfältig die Ergebnisse unserer Theorien mit den beobachtbaren Tatsachen vergleichen. Man erinnert sich vielleicht der Fabel von den zwei Riesen, Herkules und Antäus, die miteinander kämpften, aber jedesmal,

wenn Antäus zu Boden geworfen wurde, erhob er sich mit verdoppelter Kraft, und Herkules konnte ihn endlich nur dadurch besiegen, daß er ihn in der Luft erwürgte. Wir Geographen gleichen nicht dem Herkules, sondern dem Antäus: auch unsere Kraft verdoppelt sich, wenn wir in Berührung mit der Mutter Erde kommen. Solange wir das Studium in der Natur nicht vernachlässigen, werden wir vor der Überwältigung durch irgend eine Theorie, einen Herkules, sicher sein.

Weitere Gegenüberstellungen. Es wäre von Interesse, unsere Betrachtungen im Zusammenhang mit anderen Elementen des deduktiven Schemas fortzuführen; der Mangel an Zeit gestattet aber nur die Erwähnung einiger weniger Fälle. Ein Wasserfall von mäßiger Höhe, ähnlich dem in Fig. 5 dargestellten, war im Jahre 1870 an einer Erdbebenspalte und Verwerfung im Owens-Valley in Südost-Kalifornien entstanden, aber der Fluß schnitt sich rasch zurück.[13] Eine prähistorische, jedoch geologisch gesprochen junge Verschiebung von weit größeren Dimensionen ging in den Laven im Staate Washington vor sich, wodurch eine lange Stufe hervorgerufen wurde, die an einer Stelle so steil war, daß ein mächtiger Bergsturz erfolgte.[14] Ein kleiner Bergsturz ereignete sich infolge eines Wiederauflebens der Bewegung an einer reif zerschnittenen Bruchstufe am Westfuße des Wasatchgebirges in Utah.[15] Der Virgin River hat seinen jungen Cañon in das Sandsteinplateau von Süd-Utah so rasch eingeschnitten, daß einer seiner seitlichen Zuflüsse über ihm hängt[16], und ein ähnlicher Fall, wenn auch von geringerer Größe, war aus dem westlichen New-York schon seit langem bekannt.[17] Bowman[18] hat kürzlich von einer Anzahl auffallend ungleichsohliger, junger Seitentäler normaler Erosion aus den Bolivianischen Anden berichtet; hier ist jedoch die Verzögerung in der Eintiefung der Seitentäler durch Riegel harten Gesteins bedingt, die der Hauptfluß in seinem tiefen und engen Tal vermeidet. Die Tatsache, daß wir in Gebieten normaler Erosion, selbst wenn die Haupttäler noch unreif sind, doch im allgemeinen keine ungleichsohlige Seitentäler sehen, weist darauf hin, daß die Hebung meistenteils nicht rasch genug vor sich geht, um dem Hauptfluß zu gestatten, sein Tal schneller einzutiefen als die Seitenflüsse. Die Entstehung von Bergstürzen infolge der Tiefenerosion ist nach Beobachtungen in mehreren, nicht vergletscherten Tälern des Himalaya sehr wohl möglich; am bemerkenswertesten ist

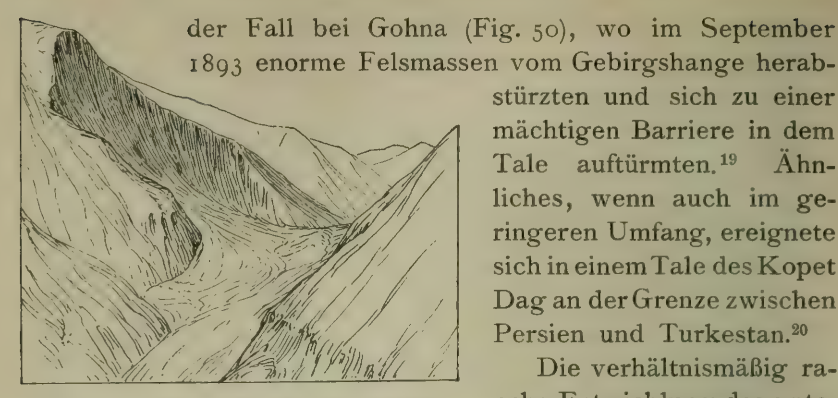


Fig. 50. Der Bergsturz bei Gohna im Himalaya.

der Fall bei Gohna (Fig. 50), wo im September 1893 enorme Felsmassen vom Gebirgshange herabstürzten und sich zu einer mächtigen Barriere in dem Tale auftürmten.[19] Ähnliches, wenn auch im geringeren Umfang, ereignete sich in einem Tale des Kopet Dag an der Grenze zwischen Persien und Turkestan.[20]

Die verhältnismäßig rasche Entwicklung des unteren Talstückes eines großen Flusses im Vergleich zu der der Quellflußtäler und Seitentäler kann keine bessere Illustration finden als in der Zerschneidung des Hochlands von Süd-Afrika durch den Sambesi und seine Zuflüsse.[21] Die Entstehung normaler Mäander in Flußauen wird in wundervoller Weise nicht nur in der Natur durch den Missisippi, sondern auch in ausgezeichneten Karten veranschaulicht, die die Missisippi-River-Commission herausgegeben hat[22], während die allmähliche Verbreiterung und das Wachsen der Mäander während der Jugend und frühen Reife eines Zyklus im Moseltale[23] und im Tale des nördlichen Zweiges des Susquehanna in Nord-Pennsylvanien aufs schönste zu sehen ist. Ähnliche Verhältnisse trifft man wiederholt in den Tälern des französischen Zentral-Plateaus, wo die seitlichen Sporne abwechselnd nach rechts und nach links in die konkaven Amphitheater eindringen, und wo die talaufwärts gerichteten Hänge dieser Sporne (Fig. 51) weit steiler sind als die talabwärts schauenden, so daß



Fig. 51. Die eingeschnittenen Mäander des Tardes in Zentral-Frankreich, talabwärts gesehen.



Fig. 52. Ein offenes Talstück des Tardes.

eine Ansicht des Tales ganz verschieden ausfällt, je nachdem man stromabwärts oder -aufwärts blickt. In diesem Gebiet ist auch die Breite der Täler einem vielfältigen Wechsel unterworfen, als ob sehr große Unterschiede in der Widerstandsfähigkeit der Gesteine vorhanden wären. So hat der Tardes kurz oberhalb seines engen, gewundenen, frühreifen Laufstückes (Fig. 51) ein vollreifes Tal mit breiter Sohle (Fig. 52), und ebenso zeigt ein seitlicher Zufluß in einem Teile seines Laufes ein reifes Tal, während sich nur wenig oberhalb erst eine enge, junge Schlucht entwickelt hat (Fig. 53).

Die Annahme, daß ein Fluß zur Zeit des Hochwassers sowohl tiefer wie höher werden muß, ist vollkommen durch Lotungen bestätigt. Das Drahtseil, das früher am Boden des Rheins für den Gebrauch der Schleppdampfer lag, fand man nach jedem Hochwasser einen halben oder einen ganzen Meter tief im Schutt



Fig. 53. Ein Nebental des Tardes.

vergraben. Für die Bedeutung, die dem Schuttgekriech zukommt, sei auf die vor kurzem erschienene Arbeit von Götzinger[24] hingewiesen, in der man reichhaltige Angaben finden kann. Die Tatsache des Schuttkriechens war mir seit langem vertraut, da ich schon als Knabe täglich, wenn ich mit der Eisenbahn zur Schule nach Philadelphia fuhr, die Abwärtsbiegung des verwitterten Gesteins und Bodens an einem Einschnitte bei der Eisenbahnstation aufs deutlichste sehen konnte. Die Bildung von Schuttkegeln durch Seitenflüsse bei ihrem Eintritt in reife Haupttäler ist von Drew von den Tälern des Himalaya sehr schön geschildert worden.[25] Die verschiedenen Züge reifer unterjochter Gebirge kann man in typischer Entwicklung in den Apenninen, den Cevennen, mit niedrigem Relief in Devonshire, mit stärkerem in den unvergletscherten Gebirgszügen der südöstlichen Vereinigten Staaten beobachten.

Die Anpassung der Flüsse an die Zonen weicher und der Wasserscheiden an die harter Struktur zeigen die Appalachen in ausgezeichneter Weise.[26] Wundervolle Beispiele fluviatiler Piedmont-Ebenen bieten die im Osten der Rocky Mountains gelegenen Teile von Colorado[27], und die Zerschneidung eines großen Schuttkegels am Gebirgsfuß findet man kaum irgendwo anders besser entwickelt als in dem sog. Plateau von Lannemezan in Südwestfrankreich.[28]

Derartige Beispiele ließen sich natürlich ohne Ende vermehren. Je umfassender die Tatsachen untersucht werden, desto mehr gewinnt man die Überzeugung, daß die allgemeinen Prinzipien des Zyklusschemas richtig sind, und daß die verschiedenen Elemente der Landformen in systematischer Folge während des Fortschreitens des Zyklus sich entwickelt haben, dessen wesentliche Züge wir in dem vorigen Kapitel geschildert haben.

Das Vorkommen von Abtragungsebenen. Ich möchte jetzt die Aufmerksamkeit auf einen wichtigen Punkt lenken. Die deduktive Darstellung des Zyklusschemas führte uns auf den Gedanken, daß die Dauer der späteren Phasen eines normalen Zyklus viel größer sei als die der ersten. Man wird mit Recht das Stadium des Greisenalters für mindestens so lang als Jugend und Reife zusammengenommen annehmen dürfen. Die oben gegebenen Beschreibungen lassen die Annahme berechtigt erscheinen, daß verschiedene Gebiete wirklich das Greisenalter erreicht haben und zu Flachländern von geringem Relief abge-

tragen wurden, welche Höhe sie auch ursprünglich besessen haben mochten. Viele solche Beispiele ließen sich noch vorführen, aus der ganzen Welt sind sie bekannt. Nun nehmen wir an, daß der normale Zyklus sich häufig wiederholt, und daß alte Landmassen in verschiedenen Teilen der Erde und zu verschiedenen Zeiten durch Hebung in einen neuen Zyklus gebracht werden. Es folgt dann daraus, daß, wenn ein lange andauerndes Greisenalter wirklich oftmals erreicht wird, wir mehr Landschaften in diesem Stadium des Greisenalters als in dem kurzen Jugendstadium finden müßten: es ist jedoch eine Tatsache, daß junge Formen heute viel weiter verbreitet sind als alte. Man kennt in Wirklichkeit kaum einen Fall einer Fastebene, die heute in derselben Höhe liegt, die sie zur Zeit ihrer Abtragung innehatte. Alle Beispiele, die ich nannte, sind gehoben und schon in der Jugend oder der Reife eines neuen Zyklus, oder gesenkt und unter dem Meeresspiegel begraben. Das beste Beispiel einer tiefliegenden Fastebene, das ich gesehen habe, findet sich in Sibirien, und selbst dort ist die breite, sanft wellige Oberfläche von dem jungen Tal des Ob leicht durchschnitten.[29] Wie man sich nun am besten das Nichtvorhandensein von Fastebenen, die noch im Zyklus ihrer alten Erosion stehen, erklären kann, werden wir vielleicht später erfahren.

Die dalmatinische Küste. Wir sahen im Tale des Lamone am Nordabhang der Apenninen die Wirkungen jugendlicher Hebungen in der Wiederbelebung eines Stromes und der Vertiefung einer vorher ausgeglichenen Talflur. Diese Erklärung läßt es möglich erscheinen, daß anderswo eine Senkung stattfinden kann, und wir wollen die dalmatinische Küste betrachten, um diese Möglichkeit zu prüfen.[30] Hier finden wir ein Gebirge (Fig. 54) von stark geneigter oder gefalteter Struktur, das vorwiegend aus Kalkstein besteht, Nordwest-Südost streicht und ein weit vorgeschrittenes Erosionsstadium erreicht zu haben scheint; gewisse Gebiete zeigen eine vollkommen ebene Oberfläche (*O*, *O*), die die steil gestellten Schichtköpfe abschneidet, und die allmählich in sanft abgeböschte, noch nicht abgetragene Gebirge (*P*, *Q*) übergeht. Diese niedrigen Gebirge neigen dazu, der allgemeinen Streichungsrichtung zu folgen. Wenn wir uns nach der Küste hinwenden, bemerken wir, daß die Ebene eine leichte Neigung in jener Richtung aufweist und in das Meer unterzutauchen scheint. In geringer Enfernung von der Küste ragen zahlreiche

Inseln auf, und es ist gar nicht möglich, daß diese durch die Tätigkeit der Kräfte des Meeres vom Festland abgeschnitten worden sind, weil dann sowohl die Inseln wie auch das Festland von steilen Kliffen umrandet sein müßten, wovon sich hier jedoch wenig beobachten läßt. Außerdem besitzt die Küste viele Buchten (*W*, *W*), und am oberen Ende jeder Bucht mündet ein Fluß. Die Buchten können nicht die direkte Folge der normalen Flußerosion sein, denn Flüsse können, besonders ohne

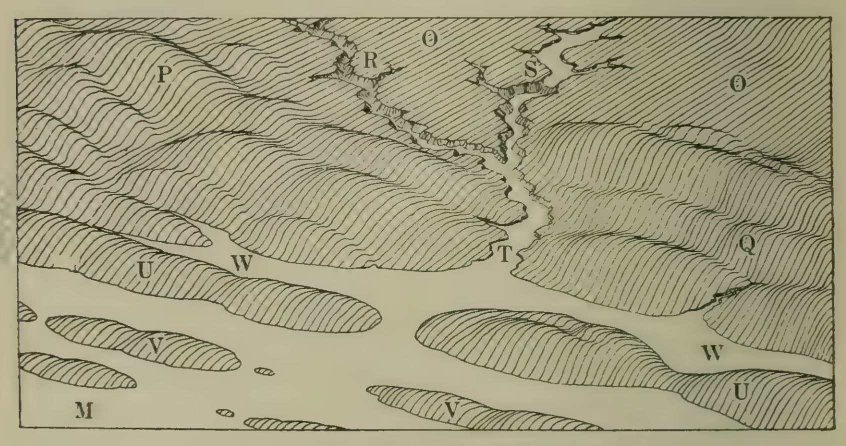


Fig. 54. Diagramm der dalmatinischen Küste.

die Hülfe der Gezeitenströmungen, die hier sehr schwach entwickelt sind, ihre Mündungen nicht verbreitern; sie neigen im Gegenteil vielmehr dazu, Deltas aufzubauen, die eher Ausbiegungen der Küstenlinie als Einbuchtungen darstellen. Wenn die Buchten eine Folge der zerstörenden Angriffe des Meeres wären, müßte ihre Küstenlinie Kliffe zeigen, die die Wellen hineingeschnitten haben; solche kommen aber wenig in den Buchten noch an den Inseln vor. Die Böschung des Landes scheint sich untermeerisch fortzusetzen, als ob das Land einfach untergetaucht wäre. Hier finden wir die gesuchte Erklärung, eine Erklärung, die Dana schon vor sechzig Jahren gegeben hat[31], und die später durch v. Richthofen weiter bekannt geworden ist.[32] Danach sind Buchten wie die der dalmatinischen Küste als teilweise untergetauchte, halb ertrunkene Täler, die Inseln als teilweise ertrunkene Hügel aufzufassen. Das Untertauchen, das die heutige Küstenlinie hervorbrachte, muß erst vor so kurzer Zeit stattgefunden haben, daß bis jetzt die Flüsse am inneren Ende der

Buchten keine bedeutenden Deltas aufbauen und die Wellen keine hohen Kliffe an der neuen Küstenlinie abschneiden konnten.

In diesem Falle ist daher im Gegensatz zu dem gehobenen Gebiet des Lamonetals eine Senkung eingetreten. Da die teilweise untergetauchten Landformen gut gerundet und von massigem Relief, ja an einigen Stellen sogar abgeebnet sind, müssen wir annehmen, daß die Senkung sich in der Spätreife des vorhergehenden Zyklus ereignet hat, und da keine bedeutenden Kliffe an der neuen Küstenlinie bis jetzt vorhanden sind, daß der neue Zyklus sehr jung ist. Verfolgen wir hier einen Fluß, z. B. die Kerka (*T*), etwas stromaufwärts von der Mündung, so entdecken wir, daß er ein neues Tal in die frühere Abtragungsebene eingeschnitten hat, welches besser in Fig. 55 zu sehen ist. Die Tiefe des Tales nimmt auf eine gewisse Entfernung

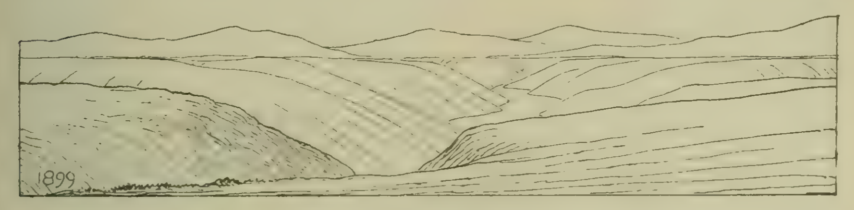


Fig. 55. Das Kerkatal, Dalmatien.

nach dem Innern hin zu. Hier muß demnach eine Hebung stattgefunden haben. Um die Senkung am Rande und die Hebung im Innern zu verbinden, können wir die Annahme machen, daß eine rezente, neigende Bewegung das Küstengebiet betroffen hat, und da das Meerwasser eine kurze Strecke in das neue Tal eintritt, dessen Erosion durch die Hebung veranlaßt wurde, müssen wir schließen, daß die Senkung länger angedauert hat als die Hebung.

Marine Vorgänge. Daß das Meer imstande ist, das Land abzuschleifen, wird fraglos, wenn wir Kliffe wie die der italienischen Riviera (Fig. 2) betrachten. In solchen Fällen ist es klar, daß die Haupttätigkeit des Meeres an den Vorgebirgen stattfindet, die zurückgeschnitten werden, während die Buchten sich füllen, bis die Küstenlinie so weit vereinfacht ist, um in ihrer ganzen Länge abradiert zu werden. Es muß also in unserem Schema sowohl für die deduktive Behandlung von Küstenlinienformen wie von allgemeinen Landformen Raum geschaffen werden, und

wir werden diesen Gegenstand im letzten Kapitel ausführlich und an der Hand zahlreicher Beispiele behandeln.

Dolinen. Auf Grund unserer deduktiven Schemas werden wir erwarten, daß alle Urbecken durch die normale Entwicklung von Tälern zerstört werden, und daß normale reife Täler eine ununterbrochene Neigung nach dem Meere hin besitzen müssen. Aber in gewissen Gegenden findet man in einer Oberfläche (Fig. 56), die offenbar eine ausgedehnte Erosion erlitten hat, große beckenförmige Vertiefungen, in die das Oberflächenwasser hineinfließt, um dann zu verschwinden. Derartige **Dolinen** trifft man in Kalksteingebieten, wo sie oft, wie z. B. in Dalmatien, in solcher Menge auftreten, daß sie der Oberfläche ein wabenähnliches Aussehen verleihen.[33] Kalk ist ein relativ leicht lösliches Gestein. Darum muß auch in dieser Hinsicht das Schema erweitert und die Auflösung in Verbindung mit anderen Destruktionsvorgängen in Betracht gezogen werden. Leider können wir jedoch aus Mangel an Zeit auf dieses interessante Problem nicht näher eingehen, eine detaillierte Behandlung findet man in den Arbeiten von Penck, Richter, Grund u. a.[34]

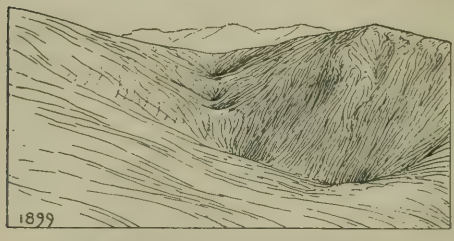


Fig. 56. Dolinen in der Herzegowina.

Unerwartete Züge in reifen Gebirgen. Wenn man von Gebirgen spricht, sollte man die Aufmerksamkeit auf einen bedeutsamen Zug lenken, den man oft bei hohen Gebirgen an der Mündung eines Nebentales in ein breites Haupttal bemerken kann, nämlich, daß das Seitental sich nicht mit dem Haupttal gleichsohlig vereinigt, sondern sich in das Seitengehänge des Haupttales, vielleicht in einer Höhe von 100 m oder mehr über dessen Boden öffnet, so daß der Nebenfluß in einer Reihe von Wasserfällen zum Hauptfluß hinabstürzen muß, wie in Fig. 57. Unser deduktives Schema ließ uns allerdings eine solche Beziehung zwischen Nebental und Haupttal in einem sehr frühen Stadium des Erosionszyklus erwarten, wenn das Haupttal noch sehr eng ist, und besonders dann, wenn es von einem großen Strom durchflossen wird, das Nebental jedoch nur einen kleinen Bach beherbergt. Aber in den Alpen und in anderen hohen Gebirgen können die

Haupttäler zwei oder drei Kilometer breit sein, und die ungleichsohligen Nebentäler können große Ströme aufweisen: in solchen Fällen ist die überhängende Höhe der Seitentäler ganz abnorm. Es entsteht daher die Frage: War unser Deduktionsschema unrichtig oder unvollständig? War es unrichtig, wie können wir es richtig stellen? war es unvollständig, in welcher Weise sollen wir es ergänzen?



Fig. 57. Hängende Nebentäler des Tessintales.

Gebirgsseen, die ja häufig in den Alpentälern anzutreffen sind, sind andere Züge, die keine Parallele in unserem deduktiven Schema haben. Bei unseren Urformen haben wir gesehen, daß Seen in einem frühen Erosionsstadium infolge einer rasch vor sich gehenden Deformation der Uroberfläche vorkommen können; aber derartige Seen müssen sich rasch füllen oder entleeren, wenn der Zyklus fortschreitet; man wird daher in einem reif erodierten Gebirgszuge, bei dem die Täler tief eingeschnitten und weit geöffnet sind, keine Seen vermuten können, und doch gibt es in den Alpen viele Seen. Auch hier ist unser deduktives Schema wieder entweder unvollkommen oder unrichtig. Da nun aber die Alpen vergletschert gewesen sind, können wir vielleicht die Erklärung ihrer Hängetäler und Seen finden, indem wir sie als Werke nicht der normalen, sondern der glazialen Erosion auffassen, die wir jedoch auch erst in einem späteren Kapitel näher kennen lernen werden.

Ich darf aber hier schon sagen, daß sich mir nirgends der Wert der deduktiven Methode als Ergänzung der Beobachtung zu einer vollständig logischen oder analytischen Methode mehr aufgedrängt hat als gerade bei diesen Studien. Man kann es wohl aussprechen, daß, wenn die Geographen vor 30 oder 40 Jahren ebenso wie die Astronomen zur Deduktion erzogen worden wären, wir nicht so lange auf die Erklärung gewisser hochbedeutsamer Züge in früher vergletscherten Gebirgen hätten zu warten brauchen.

Unsere Deduktionsarbeit bedarf also in vieler Hinsicht einer nochmaligen Durchsicht. Sie muß durch die Hineinziehung verschiedener Prozesse, denen wir zuerst keine Aufmerksamkeit schenkten, erweitert und mit den verschiedenartigsten Bewegungen der Erdkruste und klimatischen Veränderungen in Verbindung gebracht werden. Die allgemeine Erweiterung des deduktiven Schemas wird in der nächsten Vorlesung geschehen, inzwischen wollen wir uns noch kurz mit einer anderen Seite der Forschung beschäftigen.

Die organischen Verhältnisse des Erosionszyklus. Obgleich die hauptsächlichste Aufgabe dieser Vorlesungen in der Beschreibung der Landformen besteht, ist es doch gut, wenn man sich immer daran erinnert, daß der Zweck unserer Beschreibung ihre Darstellung als Elemente in der Landschaft ist, die von den verschiedensten Lebewesen bewohnt wird, welche alle in innige Beziehungen zu den Formen getreten sind, auf denen sie leben. Daher empfiehlt sich eine Prüfung unserer Methoden auch in dieser Hinsicht, indem wir einmal nach der Natur der Verwandtschaft zwischen organischen Formen und Landformen fragen. Zu diesem Zwecke wollen wir zunächst die Pflanzenwelt eines Tieflandes betrachten, das durch eine domartige Hebung in einen neuen Erosionszyklus eingeführt wurde, der so lange fortdauert, bis das Gebiet wieder bis zu einem Tiefland abgetragen ist. Ich folge dabei dem Schema, das meine Freunde, die Professoren Woodworth[35] und Cowles[36], vorgeschlagen haben.

Wir müssen zuvörderst daran denken, daß eine ständige Neigung zur Pflanzenzerstreuung besteht, und daß von Tausenden umhergestreuter Samen nur wenige keimen und sich an neuen Wohnplätzen festsetzen, während die größere Mehrheit zugrunde geht. Dies hat bewirkt, daß die Pflanzen von allen Teilen der Erde Besitz ergriffen haben, die überhaupt für ihr Gedeihen

geeignet sind, und daß ihr Verbreitungsbezirk häufig ziemlich merkwürdig ist. Ein recht auffallendes Beispiel, wie es vielleicht schwerlich wieder vorkommt, findet man am Mt. San Francisco.[37] Dieser ausgebrannte und zerschnittene Vulkan auf der dürren Hochebene Zentral-Arizonas mit ungefähr 4000 m Höhe weist nahe an seinem schneebedeckten Gipfel eine Anzahl von Pflanzen auf, die identisch mit Pflanzen in Nord-Grönland sind, und mit denen der Hochebene, aus der der Vulkan sich erhebt, nicht verwandter sind als der Schnee auf seinem Gipfel mit dem trockenem Wüstenstaub. In ähnlicher Weise sieht man wasserliebende Pflanzen in den gelegentlichen Tümpeln der ariden Teile Südafrikas, wo die Vegetation über weite Flächen hin sich der geringen Feuchtigkeit vollkommen angepaßt hat. Dies im Auge behaltend, wollen wir wieder zu dem vegetationsbedeckten, gehobenen Tiefland zurückkehren.

Obwohl die Hebung eines Tieflandes zweifellos langsam von statten geht, scheint sie dennoch wiederum so schnell zu geschehen, daß die Pflanzen, die es vorher bedeckten, nicht imstande sind, sich den neuen klimatischen Bedingungen, in die sie durch die Hebung versetzt worden sind, anzupassen. Die Pflanzen des Tieflandes verschwinden deshalb allmählich und werden durch andere ersetzt, die auf irgendeine Weise von der gehobenen Oberfläche Besitz ergreifen. Diese neuen Ansiedler sind nicht auf dem jung gehobenen Hochland entstanden; sie kommen anderswo her, aus Gegenden, in denen sie schon früher dem Boden und dem kühlen Klima, die das Hochland bietet, angepaßt waren. Wenn die gehobene Oberfläche einige durch Verbiegungen entstandene Vertiefungen besitzt, in denen sich Urseen ansammeln, so werden die Seen nach und nach in Sümpfe verwandelt. Ist die Sumpfoberfläche noch feucht, dann wird sie von einer Pflanzenkolonie überzogen sein, dis reichliche Feuchtigkeit liebt und von den Pflanzen, welche sich auf den trockneren umgebenden Hochländern angesiedelt haben, ganz verschieden sind, und wie diese aus anderen Gebieten herstammen, wo sie einen feuchten und kühlen Boden inne hatten. Daraus müssen wir schließen, daß hier ein Wettbewerb unter vielen Pflanzenarten um das Besitzrecht auf der jung gehobenen Oberfläche herrscht, und daß diejenigen Pflanzenformen als Sieger hervorgehen werden, die den Bedingungen, die sie zufällig vorfinden, schon früher und anderswo angepaßt waren.

Da die sumpfige Oberfläche nach und nach entwässert wird, verschwinden diese die Feuchtigkeit liebenden Pflanzen, und ihre Stelle wird von Eindringlingen aus dem benachbarten. weniger feuchten Hochland eingenommen. Das weist darauf hin, daß der Wettbewerb noch lange über die Zeit der ersten Ansiedelung hinaus fortbesteht, und daß diejenigen Pflanzen am meisten Erfolg haben werden, die am besten aus der normalen Formenveränderung während der Weiterentwicklung des Erosionszyklus ihren Vorteil zu ziehen verstehen.

Wenn ein junger Fluß sich ein enges, steilwandiges Tal einschneidet, so senkt sich die Grundwasseroberfläche in seiner Umgebung, und wir haben einen Fall, der zu dem der konsequenten Sümpfe der Hochländer in strengem Gegensatz steht, denn die Seiten des jungen Tales werden in ausgedehntem Maße nackte Gesteinsoberflächen und groben Schutt zeigen, auf denen kärglicher Boden und spärliches Grundwasser die bestimmenden Faktoren für die Pflanzenkolonien bilden. Die Pflanzen, die an solchem trockenen und nackten Gehänge wachsen, sind nicht Eindringlinge aus dem verwitterten und feuchten Boden des Hochlandes, sondern stammen aus ganz anderen Gegenden, wo der Boden und das Grundwasser ebenfalls nur spärlich waren. Hier behalten sie ihren Wurzelhalt auf den langsam verschwindenden Abhängen und Schutthalden, solange die Talseiten steil genug sind, um trockene Aufschlüsse und steinigen Schutt zu zeigen. Aber diese jungen, steilen Landformen sind kurzlebige Glieder der Zyklusreihen. In der Reife werden die Talseiten zu sanfteren Hängen abgetragen, die Aufschlüsse werden zugedeckt, der Boden wird tiefer und feiner, das Grundwasser reichlicher, und die Hochlandvegetation siedelt sich dort an, wo die jetzt von den Aufschlüssen und Schutthalden verschwundenen Pflanzen wuchsen. Zu derselben Zeit beginnen die Ströme, die ihren Lauf ausgeglichen haben, ihre Täler zu verbreitern und auf diese Weise Talfluren mit tiefem, feuchtem Boden zu schaffen und hier werden wir eine neue Gruppe von Pflanzen antreffen, die der des Hochlandes, dessen Boden weniger feucht und dessen Klima weit kühler war, wieder unähnlich sind. Und seltsamerweise sind es nun diese Pflanzen, die bestimmt sind, die Hauptbewohner des Gebietes im späteren Stadium zu werden; denn im Laufe der Zeit verbreitern sich die Talfluren, die Hügel nehmen an Höhe und Größe ab, und im

fortgeschrittenen Greisenalter wird das ganze gehobene Gebiet zu einem Tiefland mit tiefem, warmem und ziemlich feuchtem Erdboden abgetragen sein, und hier dehnt sich dann schließlich überall die Vegetation der Talfluren aus. Auch in diesem späten Stadium kann es allerdings noch immer niedrige, übriggebliebene Rücken oder Härtlinge, die aus den härtesten Schichten bestehen, geben, und es wird an diesen Stellen der Boden dünner, steiniger und trockener als sonst sein; aber je weiter der Zyklus fortschreitet, um so undeutlicher werden diese geographischen Überbleibsel, und um so einfacher wird sich das Pflanzenkleid des ganzen Gebietes gestalten; nicht als ob dann nur eine Pflanzenart vorkäme, aber die verschiedenen Arten, die auf dem Tiefland wachsen, bilden sozusagen eine einfache botanische Gruppierung.

Hat man die Pflanzenwelt in dieser Weise betrachtet, so werden ihre normalen Veränderungen systematisch mit den übereinstimmenden normalen Veränderungen der Landformen verknüpft werden; beide werden den Zyklus gemeinsam durchlaufen. Denn ebenso wie die Landformen durch die Entwicklungsstadien bezeichnet werden, kann dies auch mit den botanischen Gruppierungen in entsprechender Weise geschehen. Dadurch werden wir eine weit verständlichere, viel wahrere Anschauung einer von Pflanzen bedeckten Landschaft erhalten, als durch Beschreibungen, in denen die Landformen so dargestellt werden, als ob sie sich niemals wandelten, und die Vegetation, als ob sie niemals einwanderte oder sich von der veränderten Landoberfläche wieder zurückzöge.

Die Wanderungen, die die pflanzliche Bevölkerung unternehmen muß, sind zweifellos Faktoren in der Pflanzenevolution, aber diese schreitet nicht so schnell vorwärts wie die gewöhnliche Umwandlung der Landformen. Wenn ein Hochland durch die geologisch rasche Hebung eines Tieflandes geschaffen ist, besteht seine Pflanzenwelt nicht aus den Nachkommen der früheren Bewohner des Tieflandes, und ebenso sind umgekehrt die schließlichen Bewohner eines geologisch langsam abgetragenen Hochlandes nicht die Abkömmlinge der einstigen Bewohner des Hochlandes.

Macht man sich mit diesen Verwicklungen recht vertraut, so gewinnen sie einen gewissen dramatischen Charakter. Die Szenerien ändern sich langsam und gehen, ohne daß der Vor-

hang zwischendurch fällt, ineinander über. Schauspieler treten auf und nehmen eine Zeitlang den ihnen zukommenden Platz ein; und während dann die Kulissen sich ganz allmählich verschieben, macht die erste Schauspielergruppe ebenso langsam einer zweiten Platz, und so weiter bis zum Ende.

In derselben Weise muß sich die Tierwelt eines Gebietes mit dem Fortschreiten des Erosionszyklus ändern, zum Teil weil die Pflanzen andere werden, von denen sie abhängig sind, teilweise aber auch wegen der Veränderungen des Klimas und des Bodens, die einen mehr direkten Einfluß auf die Tiere ausüben. Sie müssen sich den neuen Bedingungen anpassen oder auswandern oder aussterben. Was geschieht z. B. mit den verschieden Bergziegenarten, die die höheren Gebirge bevölkern, wenn die Gebirge niedriger geworden sind? Was wird aus den Tieren werden, die zwischen den Steinblöcken der Schutthalden einer Gebirgsgruppe leben, wenn diese abgetragen und ihr Schutt in feinen Boden verwandelt wird[38]. Was wird aus denen, die ihre Höhlen in dem verhältnismäßig trockenen Boden des Hochlandes bauen, wenn dieses zu einem Tiefland mit feuchtem Boden erniedrigt wird? In solchen Fällen wird ihr Aussterben so unvermeidlich sein, als wenn die Berge ins Meer versinken, es sei denn, daß die Tiere sich ihrer veränderten Umgebung anzupassen vermögen.

So müssen wir auch die Tatsache der Isolierung schildern, wenn wir die eigentümliche Verbreitung der Cassowaris über die australischen Inseln beschreiben[39]. Diese plumpen, fast flügellosen Vögel, die völlig unfähig zum Fliegen oder Schwimmen sind, sind hier durch eine Anzahl untereinander nur wenig verschiedener Arten vertreten, und eine jede Art bewohnt eine Insel für sich. Es ist bei einer Beschreibung dieses Gebietes nun wünschenswert und wichtig, daß wir seine insulare Zersplitterung als das Ergebnis des teilweisen Untertauchens einer früher zusammenhängenden Landmasse, und die gegenwärtige Verbreitung der wenig voneinander unterschiedenen Cassowari-Arten als das Ergebnis der Isolierung erklären. Hier ist die Verbreitung der Vogelfauna durch Landbewegungen beeinflußt. In anderen Fällen, wo die Erosion mit einer Bewegung des Festlandes zusammenwirkt, ist die Einwirkung der Formenveränderungen auf die Pflanzen- und Tierverbreitung bei einer geographischen Beschreibung ein durchaus nicht weniger wichtiges Element.

Hinsichtlich der Verbreitung des Menschen könnte es den Anschein haben, als ob seit der Herausbildung der menschlichen Spezies die Zeit für die Vollendung eines vollständigen Erosionszyklus nicht ausgereicht hat, vielleicht mit Ausnahme einiger Gegenden, wo besonders weiche Gesteine vorkommen. Nichtsdestoweniger muß auch der Mensch durch die Veränderungen der Landformen während der Krustenbewegungen, und durch die Teile der Erosionszyklen und der Klimaänderungen, deren Zeuge er war, aufs stärkste beeinflußt werden. An den Küsten werden seine Felder durch die beharrliche Arbeit der Meereswellen an reifen Meereskliffen, wie z. B. in Nordost-England, oder durch langsames Sinken, wie in Holland, gefährdet. Seine Häfen versanden durch den Schutt, der an reifen Küstenlinien entlang gefegt wird, wie es an der Kliffküste der Normandie der Fall ist; seine Brücken werden von rasch anschwellenden Flüssen fortgeschwemmt, wie in den engen Talböden der frühreif zerschnittenen Appalachischen Hochebene von West-Virginia. Sein Ackerland wird durch die sich stets verändernden Windungen alter Flüsse weggespült, wie längs des Missisippi. Seine Weiden werden durch die vordringenden Schutthalden und Schuttkegel während der Wiederherstellung normaler Zustände nach einer kaum überwundenen Eiszeit beeinträchtigt, wie in den Alpen. Sein Land ist verarmt, weil die Zeit nach der Glazialperiode noch nicht lang genug war, neuen Boden auf den Felsen, die durch die Vergletscherung kahl gefegt wurden, sich bilden zu lassen, wie es in Norwegen der Fall ist, oder es kann infolge klimatischer Veränderungen während der historischen Zeit teilweise entvölkert werden, wie in Zentral-Asien[40].

Andererseits hat der Mensch einen tief verwitterten, zum Ackerbau vorzüglich geeigneten Boden auf einem alten Gebirgsrumpf vorgefunden, wie auf dem noch unzerschnittenen Hochland des Rheinischen Schiefergebirges. Er zieht seinen Vorteil aus der feinen Erde von außerordentlicher Fruchtbarkeit in den nordamerikanischen Prärien, wo die frühere Eisbedeckung aufbauend und nicht zerstörend gewirkt hat und eine Mischung der verschiedensten Gesteinsarten in den mächtigen Geschiebelehmablagerungen zurückließ. Er macht sich die Wälder nutzbar, die auf steinigem Boden an steilen Hängen gedeihen, wo der Erosionszyklus noch in seinem jungen oder frühreifen Stadium sich befindet. Seine Landstraßen und Eisenbahnen folgen

oft den Talfluren, die ein sanftes Gefälle erhalten haben und durch reif entwickelte Flüsse zu bedeutender Breite erweitert sind. Er baut seine Fabriken neben die Wasserfälle, wo die Flüsse ihren Lauf noch nicht ausgeglichen haben. Er legt seine Bergpfade in die Einsattelungen, wo Täler einander gegenüberliegender Abdachungen zusammentreffen, und verringert auf diese Weise die Höhe der Kammlinie. Er beginnt und endet seine Seereisen in geschützten Häfen, wo ein Versinken des Festlandes eine Einbuchtung der Küstenlinie geschaffen hat.

Können wir auch keine Wanderungen von Menschenrassen feststellen, die durch Veränderungen der Landformen veranlaßt wurden, so sehen wir doch, daß die heutigen Gewohnheiten und Tätigkeiten der Menschen durch das Stadium der Landformenentwicklung sehr stark beeinflußt und in vielen Fällen geradezu bedingt werden.

Die vorgeschlagene Methode der erklärenden Beschreibung von Landformen unter den Bezeichnungen: Struktur, Vorgang und Stadium erweist sich daher auch als praktisch und wertvoll, wenn man zu jenen höheren Problemen der Geographie gelangt, die nicht mehr die Erde allein, sondern die Erde und das Leben betreffen. Wir gewinnen in der Tat durch ihre Anwendung ein größeres Verständnis für die gegenwärtige Zusammensetzung der Landschaft, und wir schöpfen daraus den Mut, die Methode möglichst gründlich weiter zu entwickeln.

ANHANG.

Praktische Winke über Aufzeichnungen im Felde. Wenn Studierende, die bereits allgemeine Vorstellungen über Landformen sich erworben und den Wunsch haben, Geographen zu werden, zu besserer Beobachtung der Landschaft Ausflüge unternehmen, so sollten sie auf die dabei zu machenden Aufzeichnungen mindestens ebensoviel Gewicht legen wie auf die Beobachtungen selbst. Dafür ist es wichtig, daß die Gegenden, die man für die ersten Exkursionen auswählt, einfache Formen aufweisen, Formen, die durch die Einwirkung normaler Vorgänge auf einer nicht allzu verwickelten Struktur entstanden sind, daß ferner einige Aufschlüsse an leicht zugänglichen Stellen vorhanden sind, an denen man sich ein Bild des Grundbaues machen kann, und daß schließlich ausreichende Zeit zur Beobachtung wie zu

Aufzeichnungen zur Verfügung steht. Jeder Student muß seine eigenen Skizzen, Diagramme und Notizen anfertigen, denn nur so kann er zu der gewünschten Übung in der Beschreibung geographischer Gegenstände gelangen. Daher sollte man es auch vermeiden, große Entfernungen zurückzulegen, sondern vielmehr häufige Aufenthalte machen, damit man in der Lage ist, genügende Zeit zu Aufzeichnungen zu haben, solange die Landschaft noch vor einem liegt; besonders bei einführenden Exkursionen darf man niemals die Notizen aus dem Gedächtnis niederschreiben. Kann man im Felde keine genügenden Eintragungen machen, so sollte man wenigstens ein paar kurze Bemerkungen sogleich notieren, die man dann bei der nächsten Gelegenheit, also während der Mittagspause oder am Abend, weiter ausführt. So kann man die Mittagszeit mit der sorgfältigeren Ausführung der Diagramme und sonstigen Aufzeichnungen nützlich verwenden und den Rest des Abends mit Diskussionen ausfüllen; auf diese Weise werden die Exkursionen zu einem ernsthaften und wichtigen Zweige der wissenschaftlichen Ausbildung gestaltet.

Man sollte bei allen Aufzeichnungen im Felde so systematisch wie möglich vorgehen, indem man die Struktur, dann die Vorgänge und schließlich das bisher erreichte Stadium festzustellen sucht. Wichtig ist auch, daß man die direkt beobachteten Gegenstände und die aus ihnen gezogenen Verallgemeinerungen und Schlußfolgerungen streng voneinander scheidet. Bei den Gesteinsaufschlüssen bilden die gegenwärtig zu beobachtenden Tatsachen in der Regel nur einen sehr kleinen Teil der gesamten Struktur, und der Weg von der heutigen zu der ursprünglichen Struktur ist lang und kann mit Erfolg nur an der Hand einer wissenschaftlich geschulten Phantasie betreten werden, ein Umstand, den der Studierende sich stets vor Augen halten sollte. Was die Vorgänge betrifft, so können die normale Verwitterung und Abspülung z. B. durch einen heftigen Regenguß während der Exkursion direkt veranschaulicht werden, aber daß diese Kräfte während langer Zeiträume in der Vergangenheit gewirkt haben, kann man nur schließen, und die Schlußfolgerung mag noch so gut und gesichert sein, sie bleibt eben doch nur eine Schlußfolgerung, Die direkt zu beobachtenden Tatsachen der Oberflächenform schließlich liegen zwar offen genug da, ihre genetische oder erklärende Beschreibung erfordert jedoch

eine sorgfältige Rekonstruktion früherer Geschehnisse, vor allem die Erkenntnis der Urform, an der die Vorgänge ihr Werk begannen, und der systematischen Veränderungen, die seit jener Zeit vor sich gegangen sind. So wird bei einem geographischen Ausflug nicht nur das Auge, sondern auch der Verstand in Tätigkeit gesetzt, und das gilt natürlich auch für den Fall, daß man organische Elemente der Landschaft mit in die Betrachtung hineinzieht.

Anfänglich geht das Sehen und Schließen naturgemäß langsam vor sich, aber bei zunehmender Übung wird der Studierende sie bald mit großer Geschwindigkeit und Leichtigkeit handhaben, gerade wie ein geübter Pianist den Diskant und Baß einer neuen Komposition auf den ersten Blick zu lesen vermag. Wie aber eine derartige Fertigkeit nur nach lange Zeit hindurch fortgesetzter, systematischer Schulung erworben werden kann, und wie man hier mit Fingerübungen beginnen muß, so kann man die leichte Handhabung geographischer Beobachtung und Beschreibung auch nur auf Grund sorgfältig ausgewählter, elementarer Vorstudien erlangen, und nichts ist hierfür so dienlich wie reichlich zur Verfügung stehende Zeit in einem gut ausgewählten Gelände.

Da die Exkursionen für die Studierenden nur als eine der mannigfachen Gelegenheiten zu Untersuchungen betrachtet werden sollten, die sie in späteren Jahren vielleicht unabhängig fortsetzen werden, so spielen sorgsam ausgearbeitete Berichte über die Ergebnisse der Ausflüge bei der Heranbildung der jungen Geographen eine wesentliche Rolle. Es muß daher für diesen Zweck genügende Zeit auch nach der Rückkehr vorhanden sein, und wenn jeder Student nur ein relativ kleines Gebiet zu bearbeiten hat, ist hierfür nicht allzuviel Zeit erforderlich. Diese Berichte sollten in der Regel auch kleine Kartenskizzen und Diagramme enthalten. Die Unterlassung der Abfassung derartiger Berichte wäre etwa dasselbe, als wenn ein junger Chemiker nach Vollendung einer quantitativen Analyse die Wägung seiner Fällungen und die Berechnung seiner Resultate verabsäumte.

Zur Herstellung eines guten Berichts ist eine neue Kunst erforderlich, nämlich die der Darstellung, die sehr wesentlich von der der Untersuchung abweicht. Es gibt zwar Fälle, in denen die Aufzählung der Beobachtungen, direkt dem Notizbuch entnommen, die geeignetste Form für einen Reisebericht

darstellt, wobei dann auch persönliche Erlebnisse eine Wichtigkeit oder ein Interesse beanspruchen, das ihre Veröffentlichung erfordert, sowohl zur Unterhaltung wie zur Belehrung anderer Geographen. Bei eigentlich wissenschaftlich-geographischen Darstellungen müssen jedoch diese persönlichen Momente eine untergeordnete Rolle spielen, hier muß die klare Darlegung der beobachteten Tatsachen in einer dem Hörer oder Leser sofort verständlichen Sprache stets die Hauptsache bilden. Während des Aufenthalts im Felde werden die einzelnen Gegenstände in einer durch die Reiseroute bestimmten Ordnung erkannt, und in derselben Weise werden sie auch in das Notizbuch eingetragen. In der Darstellung der Ergebnisse muß jedoch die Anordnung derartig sein, daß die erklärende Beschreibung der Tatsachen klar hervortritt. Hier ist daher, wie bei der Analyse und Erklärung der Gegenstände im Felde eine zweckentsprechende Klassifikation und systematische Terminologie für die zahlreichen Einzelheiten, die zusammengenommen den Inhalt der Geographie ausmachen, ein direktes Bedürfnis: hier wird der große Wert einer erklärenden Beschreibung im Gegensatz zu einer nur empirischen besonders deutlich. Der Unterschied zwischen Forschung und Darstellung wird später noch ausführlich besprochen werden.

Auf einen anderen wichtigen Punkt möchte ich hier nur kurz hinweisen, nämlich den Maßstab der Beschreibung, der in gewisser Weise dem Maßstab der Karten entspricht. Übungen im Aufnehmen des Geländes und im Kartenzeichnen, bei denen der Student die Anfertigung von Karten verschiedener Maßstäbe lernt, sind seit längerer Zeit überall eingeführt. Eine gute geographische Ausbildung erfordert aber in gleicher Weise auch systematische Übungen in der Beschreibung. Jeder Studierende sollte seine Reiseberichte in drei verschiedenen Abstufungen hinsichtlich der Länge anfertigen: einen ausführlichen, einen mittleren und einen kurzen Bericht. Die ausführliche Beschreibung eines ausgewählten Gebietes möge einige Seiten umfassen, der mittlere Bericht könnte auf dessen vierten oder achten Teil zusammengezogen werden, der kurze müßte das Ganze in wenigen Zeilen enthalten. Der Stil des ersten würde etwa dem einer detaillierten Beschreibung eines kleinen Gebietes entsprechen müssen, in dem letzteren würden nur noch solche Gegenstände Erwähnung finden, die auch in einem Werke über eine viel größere Region Anführung verdienten.

PRAKTISCHE ÜBUNGEN AN TATSÄCHLICHEN FORMEN.

Diese Übungen verfolgen den Zweck, eine gewisse Fertigkeit in graphischer Darstellung heutiger Landformen durch vereinfachte und verallgemeinerte Diagramme sich zu erwerben.

1 a: Man ziehe Querprofile für den Colorado-Cañon durch die in Fig. 38 und Taf. 1 dargestellten Punkte. Dabei gebe man dem ganzen Plateau ungefähr dieselbe Struktur in beiden Durchschnitten. Warum sind die am Grunde liegenden kristallinischen Gesteine an den Cañon-Wänden in dem ersten Profil nicht sichtbar?

1 b: Man zeichne ein einfaches Blockdiagramm zur Darstellung der charakteristischen Formen des Cañons von Fig. 38 und Taf. 1. Die Seitencañons können dabei fortgelassen werden.

1 c: Man zeichne eine Kartenskizze mit Schraffen zur Darstellung der Cañonwände für beide Profile von 1 a.

2: Man zeichne ein Nord-Süd gerichtetes Profil zur Veranschaulichung der Struktur der Hochflächen von Süd-Utah und Nord-Arizona, wobei die Entfernungs- und Höhenangaben aus den topographischen Karten der United States Geological Survey, Bl. Kaibab, Ariz. und Kanab, Utah entnommen werden können. Man bestimme die Struktur aus der Form. Welchen Maßstab haben Sie gewählt? Warum? Wie groß ist die Überhöhung? Warum? Kann vielleicht eine bessere Wirkung durch geringere Überhöhung erzielt werden? Man gebe mit punktierten Linien das Profil der angenommenen Urmasse (*UM*) an, die Erosionsbasis für den ersten Zyklus (*EB*) und für den gegenwärtigen Zyklus (*RN*). Welches Stadium hatte der erste Zyklus erlangt, als er durch eine Hebung unterbrochen wurde? Man bestimme den Betrag dieser Hebung. In welchem Stadium befindet sich der heutige Zyklus? Wie groß ist die Höhe des Flusses über der Erosionsbasis? Warum ist sie nicht geringer?

3: Man zeichne ein vereinfachtes Profil von Norden nach Süden durch die Bretagne. Man ziehe eine punktierte Linie (*EB*), die die Erosionsbasis des früheren Zyklus darstellen soll. Wie groß ist die Hebung, die seitdem eingetreten ist? Man vergleiche das Relief zu der Zeit, als dieser frühere Zyklus unterbrochen wurde, mit dem mutmaßlichen Urrelief. Welches Stadium hat der frühere Zyklus erreicht? Welches der heutige Zyklus? (Carte de France, 1:80000; Bl. 41, 58, 75, 88.)

4: Man entwerfe ein Profil durch Eifel und Hunsrück über

das Moseltal hinweg. (Karte des Deutschen Reiches 1:100000, Bl. 503, 504, 505, 523, 524, 525, 541.) Mit punktierten Linien mögen die früheren Erosionsbasen angegeben werden. Wie groß scheinen die Hebungen gewesen zu sein? Welche Stadien wurden in den verschiedenen Zyklen erreicht?

5: Man zeichne eine Kartenskizze des Tanaro und der oberen Po-Zuflüsse, die den früheren und den heutigen Lauf des Tanaro zeigt. Um wieviel ist dieser kürzer als jener? (Carta Topografica del Regno d'Italia 1:100000. Bl. 56—58, 68—70, 80.)

6: Man ziehe ein Ost-West gerichtetes Querprofil der Niagaraschlucht; ebenso eines von Norden nach Süden durch das Hochland, in das die Schlucht eingeschnitten ist, und das Tiefland im Norden (U. S. Geol. Surv., Topogr. Maps: Bl. Niagara Falls, N. Y.). Unter der Annahme, daß das Hochland sich mit ungefähr derselben Höhe nach Süden fortsetzt, und daß der fallbildende Kalkstein sich nach Süden mit einem Gefälle von 1:500 senkt, wieweit müssen die Fälle zurückweichen, bis sie verschwinden?

7: Man zeichne ein Diagramm eines rechten und linken Mäanders zur Darstellung der Veränderungen, die in dem Laufe des Missisippi auftreten, wie sie in der „Preliminary Map of the Lower Missisippi River“ (Missisippi River Commission, Ausgabe von 1900, Bl. 13—25) angegeben sind. Welches ist der Radius des breitesten Mäanders und der der Altwasser? Um wieviel Meter werden ungefähr die Mäander in jedem Jahre verbreitert? talabwärts bewegt?

8a: Man zeichne eine Karte oder ein Blockdiagramm zur Veranschaulichung der eingesenkten Mäander der Mosel bei Berncastel oder der Saar zwischen Saarburg und Conz. (Karte des Deutschen Reiches 1:100000, Bl. 524, 540.) Das Hochland, die Talgehänge und den Talboden deute man durch Schattierung an. Man entwerfe ähnliche Figuren für einen kleinen Teil des Flusses (zwei Mäander etwa), damit man frühere und spätere Stadien in der Entwicklung des Flusses erkennen kann. In dem Bilde des früheren Stadiums stelle man den Fluß so dar, daß er in den Mäandern, die jetzt verlassen sind, fließt.

8b: Man zeichne Diagramme der Umlaufberge des Neckars (Karte des Deutschen Reiches 1:100000, Bl. 574). Welcher von ihnen wurde zuerst abgeschnitten? Woran erkennt man das? Man beschreibe kurz diese Formen mit Rücksicht auf das Stadium der Talentwicklung zu der Zeit, als die Abschneidung ein-

trat, und hinsichtlich der Zeit, die seitdem verflossen ist. Man zeichne eine Karte der verlassenen Mäander der Maas bei Dun und Liny (Carte de France 1 : 80000, Bl. 35). Man fertige ähnliche Beschreibungen für die hier auftretenden Umlaufberge an.

9: Man zeichne eine Karte zur Darstellung der Hauptzüge des Plateaus von Lannemezan und der benachbarten Schuttkegel in Südwest-Frankreich (Carte de France 1 : 80000, Bl. 215—217, 227—229, 239—241). Welchen Maßstab hat Ihre Karte? Warum haben Sie gerade diesen gewählt? Wie viele Schuttkegel sind hier vereinigt? Welches ist ihre Höhe am Scheitelpunkt?; die Länge ihrer Radien? Welcher Teil ihrer Masse ist durch die Erosion der heutigen radialen Täler entfernt worden?

10: Man zeichne ein Querprofil der dalmatinischen Küste bei Sebenico (Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie 1 : 75000, Zone 30, 31, Col. XIII, XIV). Wie viele Erosionszyklen sind hier erkennbar? Welches Stadium wurde in jedem Zyklus erreicht? Man gebe durch Schattierung oder Farbe die eben abgetragenen Teile und die Resthügel des früheren Zyklus an, ebenso die Täler des neuen Zyklus. Wo ist das frühere Tal der Kerka in einen engen Durchgang zwischen zwei Inseln verwandelt? Man gebe die ungefähre frühere Lage der Küstenlinie an. Welche Niveauveränderungen scheinen Platz gegriffen zu haben?

11: Man zeichne eine Karte oder ein Blockdiagramm, das die Beziehung des Tales des Mer de Glace zu dem Tale von Chamonix erkennen läßt. (Karte von Barbey, La chaîne de Montblanc, 1 : 50000, Bern 1906). Wie viele ähnliche Hängetäler sieht man auf Bl. 508 des Topographischen Atlas der Schweiz in 1 : 50000? In welcher Höhe liegen diese Hängetäler über dem Haupttalboden?

Literaturnachweise zum III. Kapitel.

1. J. S. Newberry. Geological report. In: Report upon the Colorado river of the West. Senate. 36th Congress, 1st Session. Washington 1861.

J. W. Powell. Exploration of the Colorado river of the West. Washington 1875.

C. E. Dutton. The physical history of the Grand cañon district. Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1882, 47—166.

—, Tertiary history of the Grand cañon district. U. S. Geol. Survey, Monogr. II, 1882, with Atlas.

Davis. An excursion to the Grand canyon of the Colorado. Bull. Museum Comp. Zool., XXXVIII, 1901, 107—201.

—, Der große Cañon des Colorado. Verh. Ges. D. Naturf. u. Ärzte, Köln, LXXX, 1909, I, 157—169; Himmel u. Erde, XXII, 1910, 22—41.

U. S. Geol. Survey, Topogr. Karten, Bl. Shinumo, Bright Angel, Vishnu, Ariz.

2. R. S. Tarr and L. Martin. Recent changes of level in the Yakutat bay region, Alaska. Bull. Geol. Soc. Amer., XVII, 1906, 29—64.

—, Recent change of level in Alaska. Geogr. Journ., XXVIII, 1906, 30—43.

3. C. E. Dutton. Geology of the High plateaus of Utah. Washington 1880. Siehe S. 20—24.

Davis. An excursion to the Plateau province of Utah and Arizona. Bull. Museum Comp. Zool., XLII, 1903, 1—50.

4. Ch. Barrois. Les divisions géographiques de la Bretagne. Ann. de Géogr., VI, 1897, 23—44, 103—122.

E. de Martonne. La pénéplaine et les côtes bretonnes. Ebenda, XV, 1906, 213—236, 299—328.

H. Credner. Armorika. Geogr. Zeitschr., VII, 1901, 250—271.

5. Davis and Wood. The geographic development of northern New Jersey. Proc. Boston Soc. Nat. Hist., XXIV, 1889, 365—423.

R. D. Salisbury. The physical geography of New Jersey. Geol. Survey New Jersey, Final Report, IV, 1898. 4. Siehe S. 83 ff.

U. S. Geol. Survey, Geol. Folio, No. 161. (Franklin Furnace, N. J.)

6. Davis. The Physical geography of southern New England. Nat. Geogr. Monogr., 1895, 269—304.

—, The topographical development of the triassic formation of the Connecticut valley. Amer. Journ. of Sc., XXXVII, 1889, 423—434.

H. Spethmann. Härtling für Monadnock. – Nachrumpf und Vorrumpf. Zentralbl. f. Mineral., 1908, 746—748.

7. A. Philippson. Zur Morphologie des Rheinischen Schiefergebirges. Verh. XIV. Deutsch. Geographentag, 1903, 193—205.

E. Kaiser. Die Entstehung des Rheintales. Verh. Ges. D. Naturf. u. Ärzte, Köln, LXXX, 1909, I, 170—187.

8. G. Rovereto. Geomorfologia delle valli liguri. Genova 1904. Siehe S. 42.

A. Penck und E. Brückner. Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig, 1909. Siehe S. 777.

9. A. Philippson. Studien über Wasserscheiden. S.-Ber. Ver. f. Erdk. Leipzig, 1886.

10. J. P. Goode. The piracy of the Yellowstone. Journ. Geol., VII, 1899, 261—271.

D. W. Johnson. Drainage modifications in the Tallulah district, Georgia. Proc. Boston Soc. Nat. Hist., XXXIII, 1907, 211—246.

11. Davis. La Seine, la Meuse et la Moselle. Ann. de Géogr., V, 1895, 25—49.

12. —, Observations in South Africa. Bull. Geol. Soc. Amer., XVII, 1906, 377—450. Siehe S. 434.

13. J. D. Whitney. The Owens valley earthquake. Overland Monthly, IX, 1872, 130—140, 266—278.

14. I. C. Russell. A geological reconnaissance in central Washington. U. S. Geol. Survey, 1893, Bull. 108. Siehe S. 48.

15. Davis. The Wasatch, Canyon and House ranges, Utah. Bull. Museum Comp. Zool., XLIX, 1905, 13—58. Siehe S. 21.

16. G. K. Gilbert. Report upon . . . explorations and surveys west of the one hundredth meridian (Wheeler's Survey). Washington 1875. Siehe S. 79.

17. J. Hall. Geology of New York. Pt. IV, Survey of the fourth geological district. Albany 1843. Siehe S. 380.

18. I. Bowman. The physiography of the central Andes. Amer. Journ. of Sc., XXVIII, 1909, 197—217, 373—402. Siehe S. 395.

19. The landslip at Gohna. Selections . . . Public works department, Government of India, No. CCCXXIV, Calcutta 1896.
Davis. Physical Geography. Boston 1898. Siehe S. 181.

20. Davis. A journey across Turkestan. Pumpelly's Explorations in Turkestan. Carnegie Inst., Washington 1905, 23—119. Siehe S. 49.

21. G. W. Lamplugh. The gorge and basin of the Zambezi below the Victoria falls, Rhodesia. Geogr. Journ., XXXI, 1908, 133—152, 287—303.

22. Mississippi River Commission. Preliminary map of the Mississippi river, 1 : 63,360. Survey of the Mississippi river, 1 : 20,000.

23. Karte des Deutschen Reiches, 1 : 100,000. Bl. 504,524.

24. G. Götzinger. Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. Geogr. Abh., IX, 1907.

25. F. Drew. Alluvial and lacustrine deposits and glacial records of the Upper-Indus basin. Quart. Journ. Geol. Soc., XXIX, 1873, 441—471.

26. Davis. The rivers and valleys of Pennsylvania. Nat. Geogr. Mag., I, 1889, 183—253. Wieder abgedruckt in: Geographical Essays, Boston 1910, 413 bis 484.
C. W. Hayes and M. R. Campbell. Geomorphology of the southern Appalachians. Nat. Geogr. Mag., VI, 1894, 63—126.
U. S. Geol. Survey, Topogr. Karten. Bl. Sunbury, Shamokin, Catawissa, Millerstown, Millersburg, Lykens, Pinegrove, New Bloomfield, Harrisburg, Hummelstown, Penna.

27. W. D. Johnson. The high plains and their utilization. U. S. Geol. Survey 21. Ann. Rep., IV, 1901, 601—741.

28. Carte de France, 1 : 80,000. Bl. 216, 217, 228, 229, 240, 241.

29. Davis. A journey across Turkestan. Pumpelly's Explorations in Turkestan. Carnegie Inst. Washington 1905, 23—117. Siehe S. 77.

30. —, An excursion in Bosnia, Hercegovina and Dalmatia. Bull. Geogr. Soc. Philadelphia, III, 1901, 21—50.
J. Cvijić. Bildung und Dislozierung der Dinarischen Rumpffläche. Pet. Mitt., LV, 1909. 121—127, 157—163, 177—181. Siehe S. 161.
Spezial-Karte der österreichisch-ungarischen Monarchie, 1 : 75,000. Zone 30, 31; Col. XIII, XIV.

31. J. D. Dana. Geology of the U. S. [Wilkes] Exploring expedition. Philadelphia 1849. Siehe S. 676.

32. F. v. Richthofen. Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886. Siehe S. 305.

33. Spezial-Karte der österreichisch-ungarischen Monarchie, 1 : 75,000. Zone 28, Col. XIII.

34. J. Cvijić. Das Karstphänomen. Geogr. Abh., V, 1893.

F. J. Fischer. Meer und Binnengewässer in Wechselwirkung. Ein Beitrag zur subterranen Hydographie der Karstländer. Abh. Geogr. Ges. Wien, IV, 1902, Nr. 5. Siehe S. 23.

A. Grund. Die Karsthydographie: Studien aus Westbosnien. Geogr. Abh., VII, 1903. Beiträge zur Morphologie des Dinarischen Gebirges. Ebenda, IX, 1910.

A. Penck. Über das Karstphänomen. Schr. Ver. z. Verbr. nat. Kenntnisse in Wien, XLIV, 1904, 1—38.

E. Richter. Beiträge zur Landeskunde Bosniens und der Herzegowina. Wiss. Mitt. aus Bosnien und der Herzegowina, X, 1907.

35. J. B. Woodworth. The relation between baseleveling and organic evolution. Amer. Geologist, XIV, 1894, 209—235.

36. H. C. Cowles. The physiographic ecology of Chicago and vicinity; a study of the origin, development and classification of plant societies. Botan. Gazette, XXXI, 1901, 73—108, 145—182.

37. Merriam and Stejneger. Results of a survey of the San Francisco mountain regions (Ariz.). U. S. Dept. Agriculture, N. Amer. Fauna, No. 3, 1890.

38. Pilsbry and Ferriss. Mollusca of the southwestern States: IV. The Chiricahua mountains, Arizona. Proc. Acad. Nat. Sc., Philadelphia, LXII, 1910, 44—147.

39. F. E. Beddard. A text-book of zoogeography. Cambridge 1895.

40. E. Huntington. The pulse of Asia. London u. Boston 1907. Kapitel XIV, XVI, usw.

IV. KAPITEL

ERWEITERUNG DES DEDUKTIVEN SCHEMAS

Rückblick. In früheren Vorlesungen leiteten wir im einzelnen die theoretische Aufeinanderfolge der Landformen ab, die sich nach der Hebung eines Meeresbodens ergeben würden, und auf die dann Verwitterung und Erosion ohne Unterbrechung einwirken sollten, so lange als überhaupt noch eine Arbeit zu leisten ist. Wir nahmen an, daß die ursprüngliche Hebung eines Meeresbodens einfache Formen hervorbringt, die also zu Beginn des Erosionszyklus vorherrschen, daß Verwitterung und Erosion, mehr oder weniger durch die Struktur und die Urhöhe der Masse beeinflußt, für die mannigfaltigen Formen maßgebend sind, die sich in einem mittleren Stadium des Zyklus entwickeln, und daß beide Vorgänge allein die niedrigen und ausdruckslosen Formen erzeugen, die die Masse am Ende des Zyklus zeigt. Wir sahen auch, daß die anorganischen Elemente der Landschaft, die durch die langsame Skulptur der Landmasse nach und nach entstehen, in drei Hauptkategorien zerfallen: einmal solche Teile der Gesteinsmasse, die während des Skulpturvorganges bloßgelegt werden; dann die schmalen, tatkräftigen Flüsse, durch deren Arbeit die Skulptur gefördert wird; und drittens schließlich die langsam kriechende Decke des Gesteinsschuttes, die so große Flächen überzieht. Wir verwendeten eine Anzahl ihrer Bedeutung nach mehr oder weniger technischer Bezeichnungen wie: Erosionsbasis, Erosionszyklus; Urformen, Folgeformen, Endformen; Jugend, Reife, Alter; konsequente, insequente, subsequente Flüsse; Erosion, Abspülung, Gekriech, Abtragung, Denudation, Aufschüttung usw.

Struktur, Vorgang und Stadium. Auf diese Weise gelangten wir in den Besitz eines gedachten Schemas für die erklärende Behandlung der Landformen, in dem wir die Formen in ihren Beziehungen zueinander betrachteten und diese von der Tätigkeit und dem Stadium der zerstörenden Vorgänge auf einer Landmasse von gegebener Struktur und Urhöhe abhängig fanden. Weil wir sagen können, daß das Behandlungschema auf Struk-

tur, Vorgang und Stadium beruht, werden wir uns in Zukunft auf diese Dreiteilung beziehen. Wir werden von nun an das Wort „Struktur“ in dem Sinne gebrauchen, daß es sowohl die Verhältnisse der Uroberfläche und Urhöhe, als auch die innere Anordnung und Zusammensetzung der Gesteinsmassen umfaßt. Wir sahen schon, daß das Entwicklungsstadium von Flüssen und Tälern scharf von dem der Zerschneidung der allgemeinen Oberfläche geschieden werden muß, und wir werden später erfahren, das zwei wichtige Elemente, nämlich Relief und Gliederung, noch hinzukommen müssen.

Nachdem wir die allgemeinen Züge des gedachten Schemas kennen gelernt hatten, versuchten wir die Genauigkeit der vorher gegebenen Deduktionen zu prüfen, und als allgemeines Ergebnis stellte sich dabei heraus, daß unsere durch Deduktion gebildete Serie gedachter Landformen im wesentlichen richtig, aber keineswegs vollständig war. Wir fanden verschiedene Formen, für die wir keine Parallelen in unseren Deduktionsreihen besaßen, und darum müssen wir nunmehr das Schema, das wir zugrunde legten, erweitern. Dies kann dadurch geschehen, daß wir verschiedene Faktoren einfügen, die uns die tatsächlich vorgeführten Formen an die Hand geben, und diese Erweiterung unseres Schemas soll jetzt in systematischer Ordnung durchgeführt werden.

Struktur. Was zunächst die Zusammensetzung und Struktur der ursprünglichen Masse betrifft, so können wir hier eine außerordentlich große Mannigfaltigkeit feststellen. Eine einfache Klassifikation leicht verständlicher Strukturen ist die folgende:

Geschichtete Strukturen	Ungefähr horizontal Mäßig geneigt Stark geneigt und verworfen Mäßig oder stark verbogen Gefaltet (mäßig oder stark, regelmäßig, unregelmäßig usw.)	Jede Struktur kann von von gleichmäßiger oder von wechselnder Widerstandsfähigkeit sein.
Massige Strukturen	Kristallinische oder metamorphosierte Massen, oft von fast gleichartiger Widerstandsfähigkeit, so daß die Entwässerung zum größten Teil konsequent und insequent ist; gelegentlich aber auch von verschiedener Härte, so daß subsequente Entwässerung sich entwickeln kann.	
Zusammengesetzte Strukturen	Massige und geschichtete Strukturen, in den verschiedensten Beziehungen miteinander verbunden.	
Vulkanische Strukturen	Kegel, Aschendecken, lokale und über weite Flächen verbreitete Lavaergüsse.	

Über die Struktur wird noch viel zu sagen sein, wenn wir zu der Betrachtung bestimmter durch sie bedingter Landformen gelangen. An dieser Stelle brauche ich nur ein allgemeines Prinzip von praktischer Wichtigkeit hervorzuheben: In einer gehobenen Masse von ungleicher Struktur (Fig. 58), die rechts und links widerstandsfähig und in der Mitte weich ist, wird die Erreichung der aufeinanderfolgenden Entwicklungsstadien nicht gleichmäßig fortschreiten. Die weichen Partien können zur Reife kommen, wenn die widerstandsfähigen Teile noch jung sind, wie im Mittelgrund, oder sie können bereits alt geworden sein, wenn

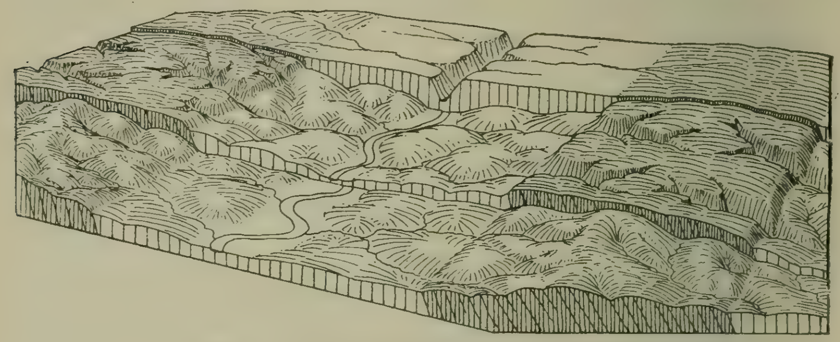
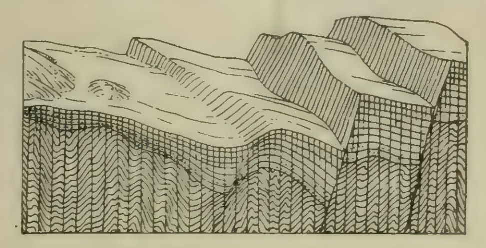


Fig. 58. Einfluß zusammengesetzter Strukturen auf die Entwicklungsstadien.

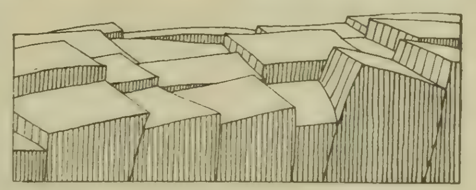
diese noch nicht weiter als bis zur Reife vorgeschritten sind, wie im Vordergrund. Ein gutes tatsächliches Beispiel hierfür bietet die südöstliche Hälfte Englands, wo die Landmasse aus einer Reihe geschichteter, leicht nach Süden geneigter Ablagerungen von ungleicher Widerstandsfähigkeit besteht. Die Streifen der weicheren Schichten sind bereits zu Tiefländern von ausgesprochen altem Charakter abgetragen, während die Zonen der widerstandsfähigen Ablagerungen noch als höheres Land aufragen, das erst mehr oder weniger reif zerschnitten ist.

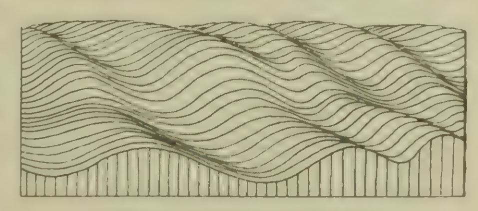
Offenbar wird die Beschreibung von Formen, die sich auf abwechselnd harter und weicher Struktur gebildet haben, viel verwickelter und daher schwieriger sein als die Beschreibung solcher Formen, die sich auf einer gleichartigen Struktur entwickelt haben. Es wird sich deshalb empfehlen, sowohl bei der Heranziehung von Beispielen als auch bei der ferneren Weiterbildung des deduktiven Schemas, die Massen von im wesentlichen gleichartiger Widerstandsfähigkeit zuerst, und die von verschiedenartiger erst später zu behandeln. Ein derartig geord-

neter Plan der Darstellung, daß einfache Elementarbeispiele immer vor den verwickelten und schwierigen vorgeführt werden sollen, ist in anderen Studienzweigen schon fast allgemein angenommen, und mir scheint, wir haben allen Grund, ihn auch bei dem Studium der Landformen anzuwenden.


Fig. 59. Eine Urform von verwickelter Hebung.

Hebungen. Auf das Vorkommen verschiedener Arten von Hebungen wurde bereits in der ersten Behandlung des deduktiven Schemas kurz hingewiesen. Die Hebung kann von einer Neigung, Verwerfung, Verbiegung oder Faltung, wie in Fig. 59, 60, begleitet sein; hat sie einen negativen Wert, so haben wir es mit einer Senkung zu tun. Soweit sich dies feststellen läßt, sind die meisten durch Hebung entstandenen Urformen von einfachen, breiten Zügen, allerdings immer unter der Voraussetzung, daß die frühere Oberfläche eben war. Sie können gerundete Rücken, Mulden und Wannen, wie Fig. 61, aber keine echten Täler aufweisen. Solche Urformen stehen daher in strengem Gegensatz zu den Formen, die durch Erosion hervorgebracht werden, und die während der Jugend und Reife oft von großer Mannigfaltigkeit sind. Das einzige Beispiel von verwickelten Urformen, das ich anführen kann, stammt aus Süd-Oregon, wo ein Gebiet, das einst gleichmäßig mit Lava bedeckt war, vor kurzer Zeit in lange, unregelmäßige Schollen zerlegt wurde. Diese sind in der verschiedensten Weise verworfen und verschoben, wodurch eine so große Unregelmäßigkeit auf der Oberfläche erzeugt ist, daß Russell, der dieses Gebiet zuerst beschrieb, sie mit Eisblöcken verglich, die bei einem winterlichen Hochwasser zerbrochen und gegeneinander gepreßt


Fig. 60. Uneben gehobene Bruchschollen.


Fig. 61. Urrücken und -Mulden.

werden;[1] die unregelmäßigen, so geschaffenen Formen sind allerdings bereits in ihrer konsequenten Entwicklung etwas fortgeschritten. Es ist dies jedoch ein höchst seltenes Vorkommnis. Sehr interessant ist in dieser Hinsicht, daß die jüngste Alpenforschung zu dem Ergebnis gekommen ist, daß die durch Überschiebungen hervorgebrachte alpine Uroberfläche verhältnismäßig einfach gestaltet war, daß ihre große strukturelle Mannigfaltigkeit in bedeutender Tiefe unterhalb der Uroberfläche entstanden und jetzt durch die tiefeingreifende Erosion bloßgelegt ist.

Erneuerte Hebungen. Erneuerte Hebungen einer schon durch die Erosion zerschnittenen Landmasse, die dadurch in einen neuen Zyklus eingeführt wird, sollen in einem späteren Absatz ausführlich behandelt werden, wo wir dann sehen werden, daß z. B. eine ursprünglich gefaltete Masse, die ein gewisses Erosionsstadium in dem durch Faltung eingeleiteten ersten Zyklus erreicht hat, später gleichmäßig oder auch in Verbindung mit Verwerfungen gehoben werden kann und auf diese Weise ohne erneute Faltung einfach in einen zweiten Erosionszyklus eintritt; oder, daß eine verworfene Masse, die in ihrem Erosionszyklus weit vorgeschritten ist, gehoben werden kann, ebenfalls gleichmäßig oder in Zusammenhang mit einer neuen Reihe von Verwerfungen, die von den früheren unabhängig sind. Ein sehr interessanter Fall derartiger aufeinanderfolgender Hebungen liegt in den Bergzügen des Great Basin von Utah und Nevada vor. Dieses Gebiet war zuerst unregelmäßig gefaltet, verworfen und in ausgedehntem Maße der Erosion ausgesetzt, erlebte vielleicht sogar das Greisenalter. Dann zerlegte eine neue Reihe von Brüchen das abgetragene Land in eine Anzahl mächtiger Schollen. Diese unregelmäßig gehobenen und geneigten Schollen sind nun durch reife Erosion in die heutigen Gebirgszüge verwandelt worden, während die weniger gehobenen Teile durch den von den höheren Teilen herabtransportierten Schutt eine Aufschüttung erfahren haben. Wir werden noch verschiedene andere Beispiele solcher Verwickelungen im weiteren Verlaufe unserer Betrachtungen kennen lernen.

Erosion während der Hebung. Es ist von Wichtigkeit, uns daran zu erinnern, daß die Erosionsvorgänge durchaus nicht bis zur Vollendung der Hebung warten, ehe sie mit dem Angriff auf eine Landoberfläche beginnen. Eine ganz bedeutende Erosionsarbeit kann bereits stattfinden, während die Hebung langsam

fortschreitet. Eine Hebung kann in der Tat so allmählich vor sich gehen, daß sie einem großen Flusse gestattet, einen ausgeglichenen Lauf und ein sanft ausgeglichenes Talgehänge beizubehalten, besonders wenn die gehobene Masse von weicher Struktur ist. Ein solcher Fluß wird darum keine Jugend besitzen, sondern, Minerva gleich, sein Leben mit der Reife beginnen. Andererseits können wir viele Fälle anführen, wo die Hochlandsoberfläche zwischen den Flußtälern ihre Urformen im früheren Stadium des neuen Zyklus so wenig verändert beibehält, daß wir wohl zu der Annahme berechtigt sind, daß die Hebung sich im allgemeinen viel schneller vollzieht als die allgemeine Abtragung. Das Rheinische Schiefergebirge, das niedrige Hochland der Bretagne, die Hochländer der bolivianischen Anden und Tibets und die ausgedehnten Hochebenen, die den Colorado Cañon umrahmen, können hierfür angeführt werden.

Anwendung der Begriffe „jung", „reif" und „alt". Diese Begriffe sind zunächst dazu bestimmt, die frühen, mittleren und späten Stadien eines ununterbrochenen Zyklus zu bezeichnen. Sie können auch, wie schon hervorgehoben, auf diejenigen Formen eines Landes angewandt werden, die, wenn auch unter wechselnder Gestalt, während des größten Teiles eines Zyklus vorhanden sind, wie z. B. Hügel und Täler, Flüsse und Küstenlinien. Um eine Verwirrung zu vermeiden, sollte man diese Ausdrücke aber nicht für solche Formen gebrauchen, die nur in einem Abschnitt des Zyklus vorkommen, wie Seen und Wasserfälle, Schutthalden und Schuttkegel, Nehrungen an Flachküsten und Höhlungen an Steilküsten. Wasserfälle sind charakteristisch für junge Flüsse, nicht für reife oder alte, so daß man nicht von alten Wasserfällen sprechen darf. Wenn also z. B. eine fallbildende, harte Schicht abgetragen ist, so daß auch der Fall vernichtet ist, wird man ihn nicht als alt, sondern als verschwunden bezeichnen müssen.

Es liegt eine gewisse Gefahr der Verwirrung bei der Beschreibung von Formen vor, die das Werk mehrerer Zyklen sind, von denen z. B. der erste die Reife, der zweite dagegen nur die Jugend erreichte. Hier würde die strenge Anwendung der Terminologie des Zyklus-Schemas erfordern, daß man die spätreifen Formen des ersten Zyklus für die jungen Urformen des zweiten erklären müßte. Diese wenig befriedigende Ausdrucksweise läßt sich jedoch durch die Anwendung von Umschreibungen vermeiden, und man kann z. B. von einem früh-

reifen Tale des heutigen Zyklus sprechen, das in den spätreifen Talboden eines früheren Zyklus eingeschnitten ist, wie wir das bei der Beschreibung des Lamonetales getan haben, oder von den fastreifen Tälern reden, die in die gehobene Peneplain eines früheren Zyklus eingesenkt sind, wie in dem Falle der Bretagne.

Senkungen. Es ist oben bereits kurz erwähnt worden, daß die Bewegungen, die eine Landmasse treffen können, ebensowohl Senkungen wie Hebungen sein können. Einzelne Folgeerscheinungen derartiger Bewegungen werden wir in dem Kapitel über Küsten betrachten, einem besonderen Falle müssen wir jedoch bereits hier unsere Aufmerksamkeit zuwenden, auf den meines Wissens zuerst von Philippson[2] hingewiesen ist.

In einem Gebiet wie dem neu zerschnittenen Rheinischen Schiefergebirge ist es ganz natürlich, daß man die stillschweigende Annahme macht, die Region habe eine Hebung erfahren, weil die Oberfläche des Hochlands, die auf weite Flächen hin eine Peneplain darstellt, jetzt von tief eingeschnittenen Tälern durchzogen ist. Und da wir eine Peneplain als das Ergebnis einer weit fortgeschrittenen Abtragung erklärt haben, durch die eine Landmasse von bedeutender Höhe so stark erniedrigt wird, daß ihre Flüsse und die allgemeine Oberfläche ein ganz sanftes Gefälle zum Meere haben, so ergibt sich daraus, daß eine solche Oberfläche nur dann von scharf eingesägten Flüssen wieder durchzogen werden kann, wenn sie durch eine neue Hebung eine größere Höhenlage erhält. Nehmen wir dagegen eine Peneplain von sehr großer Ausdehnung an, so daß die vom Meere entferntesten Teile immer noch in beträchtlicher Höhe über dem Meere liegen, und daß der übrige Teil der Peneplain gesenkt und unter den Meeresspiegel gebracht wird, so daß die Meeresküste dicht an den ungestörten inneren Teil heranreicht: dann werden die Flüsse, da sie jetzt nur einen kurzen Lauf besitzen, sogleich neue Täler in die Oberfläche der Peneplain einschneiden, genau in derselben Weise, als ob sie durch eine neue Hebung wieder belebt worden wären. Es ist sehr wohl möglich, daß die Tiefenerosion des Rheins in seiner Schlucht im Schiefergebirge zum Teil auf diese Ursache zurückgeht und nicht ausschließlich auf Kosten einer Hebung zu setzen ist, und dasselbe gilt natürlich auch von zahlreichen ähnlichen Fällen.

Zerstörende Vorgänge. Durch fünf verschiedene Arten von zerstörenden Vorgängen kann eine gehobene Masse erodiert und

abgetragen werden, nämlich: durch normale, glaziale, äolische, lösende und marine Vorgänge.

Normale Vorgänge. Die normalen zerstörenden Vorgänge umfassen die Verwitterung und die fluviatile Erosion in einem Klima, das gerade nur so warm ist, daß aller winterliche Schnee in dem darauffolgenden Frühjahr oder Sommer zum Schmelzen gebracht wird, und das andererseits so feucht ist, daß alle Becken bis zum Rand gefüllt sind und alle Flüsse das Meer erreichen. Wir müssen, wie schon einmal erwähnt, im Auge behalten, daß, wenn wir der Kürze halber von einem „normalen Erosionszyklus" sprechen, sowohl die Verwitterung wie die oberflächliche Abspülung und das Schuttkriechen mit der zerstörenden Tätigkeit der Flüsse zusammenzufassen sind; auch die Bezeichnung „allgemeine Erosion" wird manchmal in der gleich umfassenden Bedeutung angewandt werden.

Einer der wichtigsten Züge des normalen Erosionszyklus ist der sehr kleine Bruchteil der Fläche, den die dauernd fließenden Ströme, unter deren Führerschaft alle anderen Vorgänge arbeiten, unmittelbar erodieren. Die Flüsse sind daher mehr als transportierende denn als erodierende Agentien zu betrachten. Es ist dabei jedoch darauf zu achten, daß die Flüsse in den späteren Stadien des Zyklus, wenn sie frei sind und sich seitlich verlagern können, über einen viel größeren Bruchteil der Gesamtoberfläche verfügen als in irgendeinem früheren Stadium. Nichtsdestoweniger wird selbst dann der größte Teil der Oberfläche nicht durch die Flüsse erodiert, sondern durch die allgemeine Verwitterung, die Abspülung und das Schuttkriechen erniedrigt. Nur während der Jugend sind die Flüsse als unmittelbar erodierende Agentien sehr wirksam, aber selbst in einem jungen Tal wird der größere Teil des Schuttes durch die Verwitterung losgelöst und durch Rutschung, Abspülung und Kriechen abwärts getragen, wie dies schon in Fig. 19 dargestellt wurde. Ich war bereits mehrere Jahre von der Richtigkeit dieses Grundsatzes überzeugt, ehe ich im Jahre 1905 Gelegenheit hatte, die Züge des Greisenalters in dem augenscheinlich gehobenen, aber noch nicht zerschnittenen südafrikanischen Veldt verwirklicht zu sehen. Dort sind die Talfluren der kleinen Nebenflüsse außerordentlich breit, aber die schwach gewölbten Schwellungen zwischen den alten Talfluren sind noch breiter. Bei der Bodengestaltung des Veldt hat daher die allgemeine Abtragung

einen größeren Einfluß ausgeübt als die Erosion der fließenden Gewässer.

Glaziale Vorgänge. Gletscher bilden sich in Gebieten, wo der Schneefall der kalten Jahreszeit während der folgenden warmen nicht völlig zum Schmelzen kommt. Kälte allein genügt nicht; der winterliche Kältepol der nördlichen Hemisphäre in Nordost-Sibirien weist keine Gletscher auf, weil der Schneefall im Winter unbedeutend ist und die Sommer nicht kalt sind. Reichlicher Schneefall ist jedoch ebensowenig allein ausschlaggebend, denn Grönland z. B. liegt unter einer mächtigen Eisdecke begraben, obgleich der Schneefall dort nur mäßig ist; aber die geringe Menge, welche fällt, bleibt eben hier erhalten.

Wenn wir den glazialen Erosionszyklus in seinen Einzelheiten betrachten, so werden wir zwei Fälle unterscheiden müssen: solche Gebiete, in denen das Eis, wie z. B. in Grönland und in der Antarktis, tatsächlich die ganze Landoberfläche bedeckt, und solche, wo es nur in den Tälern lagert, wie in den Alpen und anderen hohen Gebirgen. Unter derartig ausgedehnten Eisflächen ist die gewöhnliche Verwitterung eigentlich ausgeschlossen, während bei den Talgletschern der Frost auf den höheren Gipfeln und Rücken eine sehr wirksame Tätigkeit entfaltet. In beiden Fällen leisten aber auch die unter dem Eise fließenden Ströme einen Teil der Arbeit. Der Landschutt kann von den Gletschern unmittelbar in das Meer getragen werden, wie das in Grönland und in den antarktischen Regionen der Fall ist. Aber oft erreicht ein Gletscher das Meer gar nicht; dann lagert er den Schutt, den er mit sich führt, in der Form von Moränen an seinem Rande und Ende ab, oder er überliefert ihn dem Fluß, der an seinem Ende aus ihm hervortritt. Man muß also auch hier, wie bei den normalen Erosionsvorgängen, den Formen, die der Landschutt auf seinem Wege nach dem Meere annimmt, besondere Beachtung schenken.

Gewisse interessante Gegensätze zeigen sich zwischen den Eisströmen des alpinen Typus und den gewöhnlichen Wasserströmen, weil an einem Abhang von gegebenem Gefälle ein Eisstrom mehr als 100000mal langsamer als ein Wasserstrom fließt. Um diese Gegensätze würdigen zu können, betrachten wir zwei Gebiete von gleichem Gesamtniederschlag, von denen das eine in der Hauptsache Schnee empfängt und daher durch Gletscher entwässert wird, während dies bei dem anderen durch

Flüsse geschieht. Die Eisströme werden einen großen Teil des Talquerschnittes ausfüllen, wie im Hintergrund von Fig. 62, da sie sich so überaus langsam bewegen, wogegen die Flüsse nur ein kleines Stück von ihm einnehmen werden, wie im Vordergrund von Fig. 62, weil sie schnell fließen. Die mächtigen, trägen und breiten Eismassen werden also einen viel größeren Bruchteil des Gebietes einnehmen als die flinken und schlanken Flußläufe. Und doch verhalten sich trotz dieser Gegensätze beide in vieler Beziehung recht ähnlich, und diese gemeinsamen Eigenschaften sind vielleicht noch lehrreicher als ihre Gegensätze. Wenn wir annehmen, daß ein Gletscher seinen Trog durch Reibung langsam erodiert, und daß die Verwitterung die über den Gletscher emporragenden Talhänge allmählich abböschen und ausgleichen wird, so dürfen wir erwarten, daß die Gletscher- und Flußsysteme viele gemeinsame Züge aufweisen werden. Wie wir schon gesehen haben, muß ein Fluß allmählich ein ausgeglichenes Gefälle, ein Gleichgewichtsprofil, entwickeln, und etwas ähnliches wird auch ein Gletscher, dessen Lauf zuerst von jungen Eisfällen unterbrochen war, tun müssen. Ebenso muß ein Nebenfluß zu bestimmter Zeit eine gleichsohlige Mündung in seinem Hauptfluß besitzen, und dasselbe wird bei einem Nebengletscher im Verhältnis zu dem Hauptgletscher der Fall sein. Allein es wird der Kanal des Nebenflusses weniger tief als der des Hauptflusses sein, und daher muß sein Bett höher als das Bett des Hauptflusses liegen. Dasselbe Verhältnis muß an dem Treffpunkte zweier Gletscher von verschiedener Größe bestehen. Solange das Wasser der Flüsse und das Eis der Gletscher vorhanden sind, ist diese Diskordanz der Haupt- und Nebenbetten nicht unmittelbar zu beobachten; wenn aber das Wasser verschwindet (Fig. 63) oder das Eis schmilzt (Fig. 64), muß sie deutlich sichtbar sein, und da die Eisströme viel tiefer als die

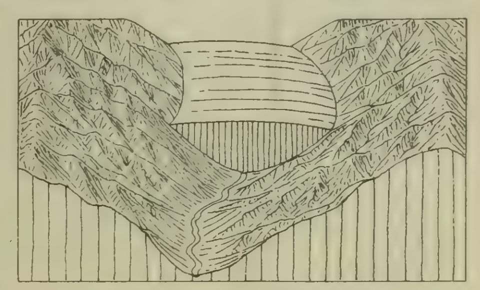


Fig. 62. Eisstrom und Wasserstrom.

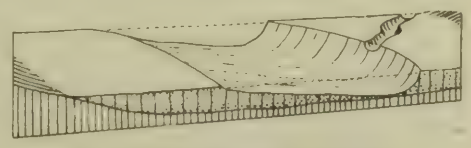


Fig. 63. Hauptfluß- und Nebenflußbett.

Wasserströme sind, muß die Diskordanz bei jenen weit größer sein. Auf diese deduktive Weise können wir uns das Vorkommen hängender Seitentäler in vergletscherten Gebirgen erklären, die in einer früheren Vorlesung erwähnt wurden, aber noch unerklärt blieben. Diese parallelen Deduktionen sind leicht abzuleiten: sie scheinen vernünftig und sicher zu sein. Man braucht kein großes Talent, eher vielleicht die Gewohnheit, Schlußfolgerungen dieser Art zu machen, um Analogien zwischen Wasser- und Eisströmen zu entdecken. Wäre diese Gewohnheit früher und allgemeiner in der Geographie zur Anwendung gekommen, so hätte man viel eher und nicht erst am Ende des 19. Jahrhunderts die Wahrheit über die glaziale Skulptur der Gebirgstäler erfahren.

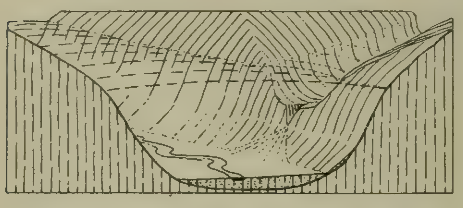


Fig. 64. Hauptgletscher- und Nebengletschertröge.

Wenn wir den glazialen Zyklus näher betrachten, so wird es am besten sein, zuerst die Urformen und konsequente Gletscher zu erkennen, und dann die ganze Reihe von Formen abzuleiten, die durch glaziale Erosion hervorgebracht werden können, bis alle in einer abgetragenen Rumpfebene verschwinden. Die Richtigkeit der Ableitungen müssen wir dann wieder durch geeignete Gegenüberstellungen zu prüfen suchen, und die tatsächlich vorkommenden Formen werden dann dadurch beschrieben werden, daß wir sie mit den gedachten vergleichen, welchem Zweck das IX. Kapitel gewidmet ist.

Äolische Vorgänge. In Gebieten, in denen der Niederschlag gering, die Verdunstung dagegen stark ist, wo die Seebecken nicht bis zum Rande gefüllt sind, wo viele Flüsse versiegen und nicht bis zum Meere gelangen, wo die Oberfläche unfruchtbar ist oder nur kärglichen Pflanzenwuchs zu nähren vermag — in solchen Gebieten erhält der Wind eine hohe Bedeutung als zerstörende, transportierende und abtragende Kraft. Die Verwitterung wirkt fort; da sie aber durch Grundwasser und verwesende Pflanzenreste nur wenig unterstützt wird, dringt sie nur bis zu geringer Tiefe ein. Zuweilen fällt Regen nieder, aber seine transportierende Tätigkeit steht in keinem Verhältnis zu seiner Menge, weil ja die Oberfläche kahl ist.

Am stetigsten arbeitet in trockenen Gebieten der Wind. Er

bläst über die ganze Oberfläche hin, nicht in lineare Kanäle eingezwängt wie die gewöhnlichen Wasserläufe, so daß er hierin den gewaltigen Eisdecken Grönlands ähnlich ist. Wollte man hier einen Vergleich mit der Tätigkeit des Wassers anstellen, so bietet wohl nur das Flußbett ein Analogon zu der winddurchfegten Wüste. Wie genau aber auch die Oberfläche eines Flusses und seiner angrenzenden Talaue unter der Wirkung der Schwerkraft zu einem sanften, kontinuierlichen Gefälle ausgeglichen sein mag, das Bett des Flusses kann doch viele Unregelmäßigkeiten aufweisen, und von den tieferen Stellen muß das Wasser und der von diesem mitgeführte Schutt ein wenig aufsteigen, um über die flacheren Teile des Bettes hinweggelangen zu können. Wir dürfen daher dort, wo der Wind die hauptsächlichste zerstörende und fortschaffende Kraft ist, nicht erwarten, Übereinstimmungen mit einem sich verästelnden Talsystem und seinem ununterbrochen abwärts gerichteten Gefälle zu finden. Die sich vereinigenden und sich teilenden Luftströmungen, die überall über ihr ödes Bett hinfegen, an den Hügeln hinauf- und wieder hinunterwehen und über alles hinweggehen, was sich ihrem Fluge in den Weg stellt, müssen eine Landschaft hervorrufen, die von einer durch die Wasserläufe bedingten Landschaft sehr verschieden ist. Die feinen Schutteilchen werden über das unebene Bett des Windes hingetrieben, die allerfeinsten von Wirbeln emporgehoben und weit fortgetragen. In den trockenen Gebieten der westlichen Vereinigten Staaten habe ich Sanddünen gesehen, die an den Abhängen mehrere hundert Meter in die Höhe klettern, während der Staub wohl weit über tausend Meter hoch in die wolkenlose Luft stieg. Wir müssen auch dem Zyklus in Trockengebieten besondere Beachtung schenken, wenn im VIII. Kapitel die Reihe an ihn kommt.

Lösende Vorgänge. Die Erosion durch Lösung geht hauptsächlich in Kalksteingebieten vor sich. Hier tritt das Grundwasser in den Vordergrund. Lange Grundwasserkanäle und große Höhlungen werden ausgearbeitet, Flüsse verschwinden in der Erde am unteren Ende „blinder" Täler; in oft riesenhaften Quellen bricht das Wasser am Fuße eines Abhangs wieder hervor, und im Gegensatz dazu können die höher liegenden Nachbargebiete wasserarm, ganz ohne Quellen oder Flüsse sein. Es kommt vielfach vor, daß die Quellen in solchen Gebieten so stark mit Kalk beladen sind, daß dieser sich in Form von

Travertin anhäuft und schließlich eine Talbarriere bildet, oberhalb deren der Fluß in einem See zurückgehalten wird, während er unterhalb in Kaskaden hinabstürzt. Einen schönen, auf derartige Weise entstandenen See trifft man im Tale der Kerka in Dalmatien, das vorher in einer ganz ungewöhnlich vollkommen ausgebildeten Peneplain (Fig. 65; Restberge mit spätreifen Formen im Hintergrunde) reif ausgearbeitet worden war. Die Wasserfälle am Auslaß des Sees (*S*, Fig. 54) liefern die elektrische



Fig. 65. Ein durch Travertin abgesperrter See im Kerkatal, Dalmatien.

Kraft für den benachbarten Hafen von Sebenico. Die Fälle von Tivoli bei Rom stürzen am Abhang einer ähnlichen Travertinmauer hernieder, oberhalb deren das Tal jedoch keinen See besitzt, sondern mit Schutt ausgefüllt ist.

Durch Grundwasserkanäle erklärt sich eine recht seltsame Erscheinung, die man an gewissen Stellen der Mittelmeerküste beobachten kann, wo nämlich kleine Ströme von Meerwasser in Küstenhöhlungen hineinfließen und unter der Erde verschwinden; man nimmt an, daß sie an anderer Stelle mit einem größeren Strom von Landgrundwasser, das unter hohem Druck und mit großer Geschwindigkeit fließt, wieder ins Meer zurückgetrieben werden. Eines der merkwürdigsten Ergebnisse der Erosion in löslichem Gestein besteht darin, daß sie die Aushöhlung von Kanälen unter dem Meeresspiegel zuläßt, durch die das Wasser des Landes auf seinem Weg zum Meere hindurchfließt, weil es unter dem Druck von Wasser steht, das über dem Meeresspiegel liegt. Wie früher schon bemerkt, wird der Zyklus, in dem die lösenden Vorgänge vorherrschen, hier nicht weiter besprochen werden.[3]

Marine Vorgänge. Das Meer greift die Küste an, und Wellen und Strömungen tragen die Zerstörungsprodukte in tieferes Wasser.

Dieser Angriff beschränkt sich aber nicht unmittelbar auf den Küstenstreifen, da während der Stürme das Meerwasser bis zu einer Tiefe von 20, ja vielleicht von 100 m mehr oder weniger stark in Bewegung gesetzt wird. Daher muß das Meer eine stillstehende Landmasse schließlich zu einer unterseeischen Plattform abradieren. Vor 40 oder 50 Jahren wurden verschiedene abgetragene Gebirgsgegenden nur als das Ergebnis dieser marinen Abrasion angesehen, während man sie heutzutage etwas zu bereitwillig nur als das Werk der allgemeinen, normalen Erosion der Landoberfläche auffaßt. Es bildet eines unserer interessantesten Probleme, die wahre Entstehungsweise derartiger Gebiete zu bestimmen, und darum wird auch der Zyklus der marinen Erosion im X. Kapitel betrachtet werden müssen.

Es ist bereits an anderer Stelle betont worden, daß die Dauer eines Erosionszyklus abhängig ist von der Widerstandsfähigkeit der Landmassen. Hier möchte ich hinzufügen, daß sie auch verschieden ist, je nach dem Erosionsvorgang, durch den jene abgetragen werden; es ist aber bis jetzt noch nicht möglich, eine Schätzung der relativen Dauer des normalen, ariden oder marinen Zyklus genau vorzunehmen.

Das vollständige deduktive Schema würde nun erfordern, daß jede einzelne Struktur durch einen vollständigen Zyklus hindurchgeführt würde, und zwar unter dem Einfluß eines jeden der verschiedenen zerstörenden Vorgänge, die wir eben erörtert haben, um so die ganze sich ergebende Formenreihe abzuleiten. Die Zahl der abgeleiteten Musterformen würde auf diese Weise sehr vermehrt, wie wir in den Kapiteln V, VI, VII sehen werden. Gleichzeitig müssen wir uns so viele Beispiele beobachteter Formen zu verschaffen suchen, als es nur irgend möglich ist, und durch sie unsere abgeleiteten Formen verbessern und bestätigen. Denn sonst wäre ja unsere Arbeit rein deduktiv, und das wäre sehr verhängnisvoll und schädlich.

Unterbrechungen. In der ersten Besprechung des Zyklus nahmen wir an, daß nach der Hebung einer Landmasse die normale Erosion ohne Unterbrechung ihre Arbeit bis in die Unendlichkeit fortsetzt. Jetzt haben wir aber erfahren, daß Hebungen und Deformationen in jedem beliebigen Stadium während des Fortschreitens eines Erosionszyklus eintreten können. Darum muß das Behandlungsschema in der Hinsicht abgeändert werden, daß eine Bewegung der Landmasse mit Rücksicht auf ihre Erosions-

basis in einem beliebigen Stadium der Tätigkeit irgendeines Vorganges bei beliebiger Struktur stattfinden kann: es wird auf diese Weise ein früherer Zyklus unterbrochen und ein neuer eingeführt.

Es wird sich als nützlich erweisen, stets das Wort „Unterbrechung" anzuwenden, wenn man die Bewegung einer Landmasse mit Rücksicht auf die Erosionsbasis, durch die ein neuer Erosionszyklus eingeführt wird, angeben will. In allen derartigen Fällen können die früher ausgearbeiteten Formen, die nun durch Schrägstellung, Verbiegung oder Verwerfung mehr oder weniger deformiert werden, als die Urformen des neu eingeführten Zyklus angesehen werden; auf ihnen, die sich also in einer neuen Stellung zur Erosionsbasis befinden, setzen dann die Erosionsvorgänge ihr Zerstörungswerk fort. Der so unterbrochene Zyklus bleibt unvollständig. Man müßte also, streng genommen, von einem Teilzyklus reden, was aber in der Praxis unnötig ist.

Es wurde schon hervorgehoben, daß die Bewegung, durch die ein neuer Zyklus eingeführt wird, von gänzlich anderem Charakter sein kann als jene, die den vorhergehenden Zyklus hervorrief. Die relativ gleichmäßige Hebung vor — geologisch gesprochen — kurzer Zeit von großen Schollen des früher stark gefalteten und bedeutend abgetragenen Rheinischen Schiefergebirges liefert ein Beispiel hierfür. Die geneigten und zerschnittenen Schollen des Great Basin in den westlichen Vereinigten Staaten haben wir bereits erwähnt. Hier war ein erster Zyklus durch Faltung eingeführt, und dann hat ausgedehnte Erosion die jungen, gefalteten Gebirge in ein altes Tiefland umgewandelt; aber ehe das Tiefland ganz abgetragen wurde, zerbrach das ganze Gebiet in viele einzelne Schollen, die unregelmäßig gehoben wurden, und dadurch ist ein zweiter Zyklus entstanden, der heute das Reifestadium erreicht hat. Eine gleiche Erklärung kann für einen großen Teil des westlichen Tian-Schan-Gebirges in Zentralasien gelten, wo nach den Beobachtungen Friederichsens und Keidels[4], wie auch nach meinen eigenen Studien[5] und denen meines Begleiters Huntington[6] viele Teile des Gebirges durch große Schollen mit ausgedehnten Hochlandsebenen in verschiedenen Höhen und mit unvollkommener Zerschneidung charakterisiert sind, obgleich die Gebirgsstruktur außerordentlich verworren ist. Die eben abgetragene Oberfläche des Schollenhochlandes (Fig. 66 und 67) weist keine Beziehung zu der deformierten Struktur auf

und hat nicht in ihrer heutigen Lage entstehen können. Man ist versucht, zu glauben, daß die verschiedenen Hochlandsebenen einmal niedrig gelegenes Flachland oder eine Fastebene bildeten,



Fig. 66. Ein Hochland im Tian-Schan nach Friederichsen.

eine Fortsetzung der ausgedehnten Fastebene, die noch heute in Westsibirien in nur geringer Meereshöhe gelegen ist. Die Abtragung dieses großen Gebiets ging in einem früheren Zyklus sehr ausgedehnter Erosion vor sich, der einer noch früheren

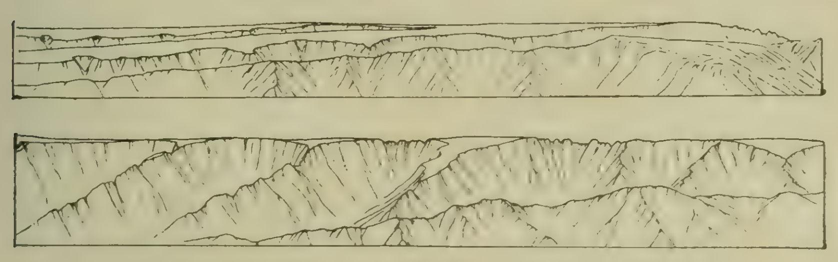


Fig. 67. Das Bural-Bas-Tau im Tian-Schan nach eigener Zeichnung.

Periode der Zusammenpressung folgte, durch die das Gebiet seine deformierte Struktur und seine erste Erhebung zu einem Gebirge erhielt. Erst nach Erreichung eines späteren Stadiums im ersten Erosionszyklus trat die Zerberstung des Gebietes in einzelne Schollen ein, und zwar längs Richtungslinien, die keine direkte Beziehung zu der vorangegangenen Deformation besaßen; brachte die unregelmäßige Hebung die Schollen in Höhen, die in keiner näheren Beziehung zu dem Relief der früheren Gebirge standen; und die erneute, junge Zerschneidung, aus der die Gebirge des gegenwärtigen Zyklus hervorgingen, schuf Formen, die ebenfalls die Züge der früheren Gebirge in keiner Weise wiederholen. Daß die innere Struktur der Gebirge eine starke Faltung zeigt, genügt zum Beweise dafür, daß dort einst Gebirge vorhanden waren, die ihre Entstehung einer Zusammenpressung verdankten; aber die Existenz der Hochlandsebenen weist gleichzeitig darauf hin, daß das heutige Tian-Schan-Gebirge sich nicht durch Zusammenpressung, sondern durch einfache Schollenerhe-

bung lange nach Vollendung der ersten Faltungsperiode gebildet hat. In dieser Hinsicht ist das Studium der heutigen Form von wirklichem Nutzen für die geologische Geschichte des Gebietes, ebenso wie die geologische Geschichte uns die gegenwärtigen Formen zu erklären vermag.

Neubelebte Flüsse. Es liegt auf der Hand, daß die Flüsse in den frühen Stadien eines zweiten oder späteren Zyklus sich in vieler Hinsicht von den Flüssen unterscheiden werden, die sich auf der ursprünglichen Uroberfläche des Gebietes nach seinem Emportauchen aus dem Meere entwickelten. Damals konnten sich die Flüsse auf einer unzerschnittenen Landoberfläche ausbilden, jetzt bringen sie in den neuen Zyklus manche Eigenschaften mit, die sie bei der Unterbrechung des vorhergehenden erworben haben. Das gewundene Tal des Lamone (Fig. 45) zeigt einen solchen Fall. Dieser Fluß hatte während der Reifezeit des früheren Zyklus gelernt, zu mäandern; als er dann durch eine Hebung verjüngt wurde, nahm er die reife Gewohnheit des Mäanderns in die Jugend des neuen Zyklus mit hinüber, und darum besitzt das neue Tal einen ausgesprochen gewundenen Lauf. Ganz dasselbe gilt von dem Moseltal zwischen Eifel und Hunsrück, ebenso vom unteren Seinetal, und es ließe sich die Zahl gleichartiger Beispiele leicht noch bedeutend vermehren.

Neubelebte subsequente Flüsse. In unserer ersten, allgemeinen Betrachtung des Zyklusschemas hoben wir hervor, daß subsequente Täler sich allmählich durch rückschreitende Erosion an den Streifen der weichen Schichten entwickeln, und daß auf diese Weise die Entwässerung, die am Anfang eines ursprünglichen Zyklus ausschließlich konsequent war, in den späteren Stadien teils konsequent, teils subsequent sein kann. Wir fügen jetzt hinzu, daß in einem Gebiet von geneigter oder gefalteter, harter und weicher Struktur, wenn es ein spätes Stadium seines ersten Zyklus erreicht hat und dann gehoben wird, die in dem ersten Zyklus zur Ausbildung gekommenen subsequenten Flüsse sich in den frühen Stadien des zweiten weiter entwickeln werden, während die konsequenten Flüsse entsprechend weiter abgelenkt und enthauptet werden. Je größer die Zahl aufeinanderfolgender Hebungen und Wiederbelebungen, um so bedeutender wird die Entwickelung subsequenter Flußläufe, oder mit anderen Worten: um so enger wird die Anpassung der Flüsse an die Struktur sein. Dieser wichtige Satz ist zuerst vor etwa 20 Jahren

von Löwl[7] erkannt worden. Das Alleghany-Gebirge in Pennsylvanien bietet uns ein Beispiel von wundervoller Klarheit hierfür.[8] Nur geringe Überreste der konsequenten Entwässerung, so wie sie in dem viel jüngeren Juragebirge noch gut erhalten ist, sind noch vorhanden, die longitudinalen Flüsse der Alleghanys sind vielmehr mit wenigen Ausnahmen subsequent.

Aufeinanderfolgende Unterbrechungen. Wir erkennen jetzt, daß Bewegungen, durch welche Unterbrechungen eines Zyklus hervorgerufen werden, ebensogut häufig als selten sein können; sie können in einem frühen, mittleren oder späten Stadium eines Zyklus eintreten; sie können stärker oder schwächer und von einfacher oder verwickelter Natur sein. Die Mannigfaltigkeit der Formen, die sich ableiten lassen, wenn man verschiedene Unterbrechungen miteinander verbindet, ist natürlich unendlich; es gibt aber gewisse Verbindungen von Unterbrechungen, die eine größere praktische Wichtigkeit haben als andere. In einem Gebiet, das der Meeresküste nahe liegt, wird zum Beispiel jede, auch die geringste Hebung dadurch von Bedeutung, daß sie Veränderungen der Küstenlinie hervorzubringen strebt und das Verhalten der Flüsse in ihrem Unterlaufe beeinflußt. Im Innern der Festländer dagegen können geringfügige Hebungen vernachlässigt werden, wenn sie keine Schrägstellung oder Verwerfungen bewirken.

Folgt ein spätes Stadium eines zweiten Zyklus dem frühen Stadium eines ersten Zyklus, so werden die jüngeren Formen des ersten durch die weiter fortgeschrittene Erosion des zweiten verwischt werden; darum hat eine solche Verbindung auch keine unmittelbare Wichtigkeit für den Geographen, wie bedeutungsvoll sie auch für den Geologen sein mag. Aber wenn eine Landform während des ersten Zyklus das Greisenalter erreicht, und dann in einem zweiten Zyklus zur Reife gelangt und endlich in einem dritten zur Jugend, dann wird das Ergebnis aller drei Zyklen geographisch bedeutungsvoll, und ich möchte gleich hier ein Beispiel einfügen, das diesen wichtigen Grundsatz deutlich machen wird.

Drei Erosionszyklen. Das Alleghany-Gebirge im zentralen Pennsylvanien, auf das wir uns früher schon einmal bezogen haben, ist aus einer mächtigen Serie gefalteter Bildungen (Fig. 68, rechts hinten) aufgebaut, die aus widerstandsfähigen Sandsteinen, welche mit weicheren Schiefern und Kalksteinen ab-

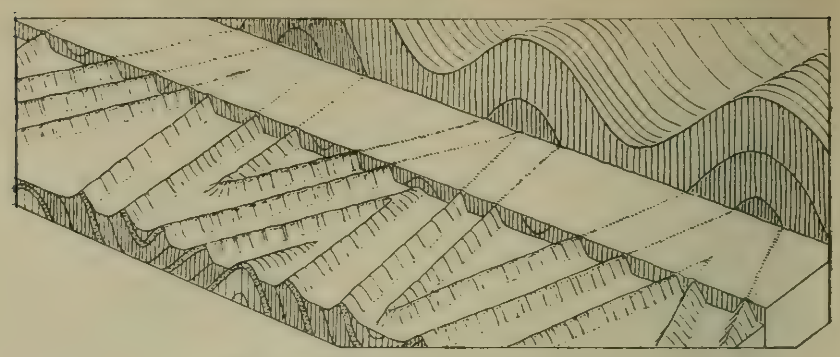


Fig. 68. Entwicklung des Alleghany-Gebirges.

wechseln, bestehen. Die gewaltigen Gesteinsmassen wurden längs einer Nordost-Südwest gerichteten Achse stark gefaltet, so daß sie eine bedeutende Höhe erreicht haben müssen. Das Gebirge wurde jedoch später, also in einem ersten Erosionszyklus, in ein altes Tiefland (Fig. 68, Mittelgrund) von schwachem Relief verwandelt. Darauf wurden, nach einer ausgedehnten Hebung von 200 oder 300 m, die ohne Faltungen oder Verwerfungen vor sich ging, die weicheren Zonen zu subsequenten Tälern von mäßiger oder geringer Tiefe mit Rücksicht auf die neue Erosionsbasis abgetragen, während die widerstandsfähigen Sandsteine geringe Veränderungen erlitten (Fig. 68, Vordergrund). Diese ragen daher als lange schmale Rücken heraus, die mit Ausnahme der Stellen, wo hindurchbrechende Flüsse Einschnitte geschaffen haben, einfache Kammlinien zeigen. Eine zweite, geringere Hebung von 30 bis 130 m Ausmaß setzte dann vor erst so kurzer Zeit ein, daß die Flüsse, wie es in Fig. 69 dargestellt ist, selbst in den Zonen der weicheren Gesteine bis jetzt erst frühreife Täler zu erodieren vermochten, und dort, wo sie die widerstandsfähigen Sandsteine durchkreuzen, ist ihr Lauf noch nicht einmal gänzlich ausgeglichen. So ist es möglich, jedes Formelement in seinem richtigen Zyklus und richtigen Stadium

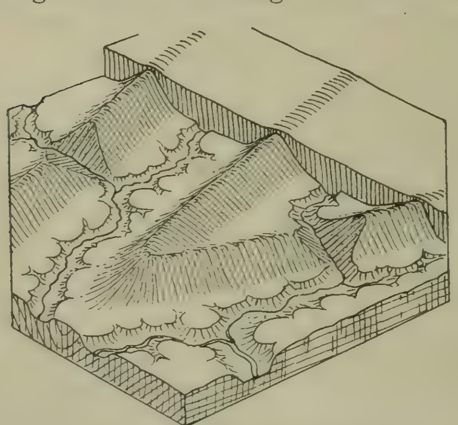


Fig. 69. Die drei Zyklen des Alleghany-Gebirges.

zu verfolgen und in das richtige Verhältnis zu anderen Formelementen zu stellen, was sowohl die Beschreibung des Beobachters wie das Verständnis des Lesers bedeutend erleichtert. Ähnliche Beispiele, die aber nur zwei Zyklen umfassen, von denen der erste das Greisenalter erreichte, während der zweite noch nicht über die frühe Reife oder späte Jugend hinausgekommen ist, wurden bereits früher bei der Behandlung des Rheinischen Schiefergebirges, der Bretagne, der Hochländer von Nord-New-Jersey und der Hochebene von Arizona angeführt. Ein ausgezeichnetes Beispiel einer Gegend, die die Arbeit von drei Zyklen zeigt, liegt in der Landschaft Limousin vor und ist kürzlich von Demangeon[9] beschrieben worden.

In erklärenden Beschreibungen, wie in der soeben von den Appalachen gegebenen, entspricht es den geographischen Zwecken, die Ereignisse der Vergangenheit nur so weit zu erwähnen, als sie für das Verständnis der heutigen Formen von Wert sind. Um den gegenwärtigen Wechsel von Rücken und Tälern zu verstehen, ist es wesentlich, zu wissen, daß unter den hier am Aufbau beteiligten Schichten mächtige, widerstandsfähige Sandsteine vorhanden sind. Um die allgemeine lineare Anordnung und Richtung der Rücken und Täler zu begreifen, muß man wissen, daß die ganze Schichtserie längs NO-SW gerichteter Achsen kräftig gefaltet wurde. Die einfachen, ebenen Kammlinien der Rücken werden verständlich, wenn man die in einem früheren Zyklus vollendete Abtragung des aufgefalteten Gebirges erkannt hat. Um das heutige Relief der Rücken zu messen, sind die einfache Hebung und die darauffolgende erneute Erosion dienlich; die zwischen den Rücken liegenden subsequenten Längstäler müssen ganz systematisch den Streifen weicherer Struktur folgen. Die Böden der subsequenten Längstäler darf man aber in ihrem heutigen Zustand nicht als flache Ebenen auffassen, weil sie nicht völlig abgetragen wurden, und weil infolge der zweiten Hebung alle Haupt- und Nebenflüsse neue Täler eingeschnitten haben, die schon reif sind, mit Ausnahme der Stellen, wo die Flüsse die widerstandsfähigen Sandsteine in kurzen, engen Durchbruchstälern queren. Nach dieser allgemeinen Schilderung der Formen wird man viele Einzelheiten hinzuzufügen haben, dann aber wird der Hörer sehr leicht die richtige Stellung jeder einzelnen Form verstehen und sich ihrer erinnern können.

Systematische Behandlung der Unterbrechungen des Zyklus. Aus allen diesen Beispielen geht hervor, daß bei der erklärenden Beschreibung einer Landschaft, in der mehr als ein Erosionszyklus vorhanden ist, eine Aufstellung gewisser wesentlicher Punkte in systematischer Ordnung gemacht werden sollte. Die Struktur der Masse muß zuerst in allgemeinen Bezeichnungen vorgeführt werden, und damit Hand in Hand ausreichende Angaben über die Uroberfläche und Urhöhe und den an ihr arbeitenden Vorgängen. Darauf muß das Stadium, das im frühesten Zyklus erreicht wurde, genannt werden, ferner Natur und Ausmaß der Bewegung, durch die der erste Zyklus unterbrochen und der zweite eingeführt wurde. Drittens das Stadium, das im zweiten Zyklus erreicht wurde, und so fort in systematischer Anordnung. Die verschiedenen Einzelheiten können hinterher mit diesen kurz angedeuteten Hauptzügen verwoben werden. Wenn die zur Zeit der ersten Deformation geschaffene Urform bis zu später Reife oder sogar bis zum Greisenalter in einem früheren Zyklus abgetragen ist, bevor ein späterer begonnen hat, so verliert sie ihre Bedeutung für die Geographie und kann mit wenigen Worten abgetan oder ganz übergangen werden. Diese Prinzipien sind von größter praktischer Wichtigkeit, da sie der verbalen Beschreibung Klarheit verleihen und dadurch den Leser in den Stand setzen, den Darsteller zu verstehen. In späteren Vorlesungen werden wir uns auf diese Grundsätze häufig beziehen, die dann auch zur näheren Veranschaulichung beitragen werden.

Ganz kurz soll an dieser Stelle noch gewisser besonderer Arten von Zyklusunterbrechungen gedacht werden. Die einfache Hebung ohne bedeutende Schrägstellung wurde bereits betrachtet, zum Beispiel, als es sich um das Rheintal im Schiefergebirge handelte, wo der Fluß als neubelebt oder verjüngt beschrieben wurde. Jetzt wollen wir andere Fälle betrachten.

Unterbrechung durch Schrägstellung. Eine Hebung, die mit Schrägstellung verbunden ist, hat gewisse bestimmte Folgen, indem sie das Gefälle mancher Flüsse vergrößert und deren Lauf beschleunigt, das Gefälle anderer jedoch vermindert und dadurch deren Lauf verzögert. Die beschleunigten Flüsse werden ihre Täler rasch vertiefen, die verzögerten können dagegen derart geschwächt sein, daß sie ihre Talfluren aufschütten. Die beschleunigten Flüsse werden deshalb ihre Oberläufe durch rückschreitende Erosion in die Becken der verzögerten hinein aus-

dehnen und neue Entwässerungsflächen erwerben. Man nimmt an, daß diese Vorgänge bedeutende Veränderungen des Entwässerungssystems gewisser Gebiete hervorgebracht haben. Die beste Behandlung dieses Problems besitzen wir aus der Feder Campbells[10], dessen Arbeit hinsichtlich weiterer Einzelheiten zu Rate zu ziehen ist.

Es kann vorkommen, daß, wenn die mit Schrägstellung verbundene Hebung sich verhältnismäßig schnell vollzieht, kleinere, flache Flüsse, deren Lauf gegen die Neigung gerichtet war, eine entgegengesetzte Richtung einschlagen; solche Flüsse können wir „konsequent auf der Unterbrechung" oder „auf der neuen Hebung" nennen. Einen Fall, bei dem vermutlich Vorgänge dieser Art sich abgespielt haben, habe ich aus New-Jersey beschrieben.[11]

Unterbrechung durch Verwerfung. Wird ein Zyklus durch eine Hebung unterbrochen, die mit einer Verwerfung verbunden ist, so ist Verschiedenes zu beachten. Zunächst die Form, die das Gebiet vor der Verwerfung besaß, zweitens das Ausmaß der Verschiebung längs der Verwerfungslinie und die Form der freigelegten Bruchwand oder Bruchstufe, und drittens schließlich die Veränderungen, die in dem neuen, auf diese Weise eingeführten Zyklus stattfinden. Diese Behandlungsmethode für Verwerfungen ist im wesentlichen dieselbe wie die, die wir eben für die Unterbrechungen im allgemeinen empfohlen haben. Ist die Erosion nach der Verwerfung bereits so weit vorgeschritten, daß sie alle Spuren der vorher existierenden Formen vernichtet hat, so verliert die erste und vielleicht auch die zweite dieser drei Forderungen ihre Bedeutung. Das hier angedeutete Problem wird in späteren Kapiteln weiter behandelt werden; wegen seiner Wichtigkeit verdient es aber schon hier eine besondere Erläuterung, weil der in ihm enthaltene Grundsatz kennzeichnend für die systematische Methode ist, und weil andererseits die angegebene geographische Behandlungsmethode gänzlich verschieden von der geologischen Darstellung von Verwerfungen ist.

Geologische und geographische Behandlung von Verwerfungen. Wenn ein Geologe eine Verwerfung entdeckt, das heißt einen tief hinabgehenden Bruch, an dem eine Bewegung vor sich gegangen ist, so versucht er die Richtung dieses Bruches, das Verhalten der Bruchoberfläche nach dem Innern der Erde hin und den Betrag der Bewegung, die an ihm stattgefunden hat, zu

bestimmen. Diese einmal festgestellten Maße bleiben unveränderlich, so daß für einen Geologen eine Verwerfung als eine ein für allemal feststehende Größe, als ein dauernder struktureller Zug gelten kann.

Betrachtet dagegen ein Geograph eine Verwerfung, so muß er allerdings auch die obenerwähnten Dimensionen kennen; er kümmert sich aber weniger um die Frage, wie tief die Verwerfung unter die Erde hinabreicht, als um die Folgeerscheinungen in den Oberflächenformen und um die Veränderungen, die diese durch die Erosion erleiden werden. Die beste Vorbereitungsmethode zur Erkennung und Beschreibung dieser Folgen ist hier, genau wie bei unseren anderen Problemen, die, daß wir die Frage sowohl deduktiv wie beobachtend behandeln. Wir wollen daher kurz einige der Formen untersuchen, die durch junge, reife und alte Erosionsstadien auf einer verworfenen Masse hervorgebracht wurden, und dann die Wirkungen erneuter Erosion in einem zweiten Zyklus, der durch eine ausgedehnte Hebung ohne abermalige Verwerfung eingeleitet wurde, kennen lernen.

Kleine Verwerfungen. Zunächst wird längs der Verwerfungslinie eine Bruchstufe, *SS* (Fig. 70), geschaffen. Gewöhnlich folgt diese einer einfach gekrümmten Linie; sie ist nicht schnurgerade,

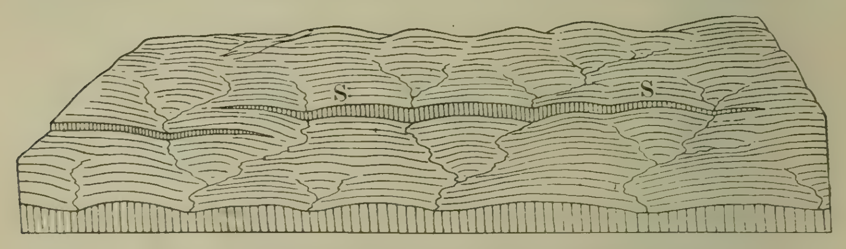


Fig. 70. Junge Bruchstufen in einem Gebiet von niedrigem Relief.

aber noch viel weniger besonders unregelmäßig, und nimmt in ihrem Verlaufe keinerlei Rücksicht auf die verschiedenen Strukturarten, geht auch über Hügel und Täler unterschiedslos hinweg. Die Höhe gibt das Maß für die vertikale Komponente der Verschiebung. Eine solche Bruchstufe von nur wenigen Metern Höhe, deren Entstehung von einem heftigen Erdbeben begleitet war, bildete sich in Japan im Jahre 1891.[12] Während des kalifornischen Erdbebens im Jahre 1906 schwankte das Ausmaß der Verschiebung zwischen drei und fünf Metern, da sie aber fast nur in horizontalem Sinne verlief, wurde keine bemerkenswerte Stufe erzeugt.[13]

Wiederholte Verwerfungen. Die Geologen berichten uns von Verwerfungen, bei denen die Gesamtverschiebung mehr als 1000 Meter betragen kann, wobei jedoch möglicherweise viele kleine Bewegungen zusammenwirken. Es ließe sich eine ganze Anzahl von Beispielen anführen, wo eine erneute Bewegung an einer wichtigen Bruchlinie kleine Steilwände hervorgebracht hat.[14] Ich sah einen derartigen Fall 1899 in Italien, wo eine große Verwerfung, *A* (Fig. 71), längs der östlichen Seite der Monti Lepini zwischen Rom und Neapel — eine Verwerfung, die den italienischen Geologen wohlbekannt war — jetzt als eine reif abgeböschte Stufe, *B*, erscheint; längs dieser Verwerfung, und daher am Fuße dieser Stufe, hat eine neue, drei bis zehn Meter betragende Bewegung erst vor so kurzer Zeit eingesetzt, daß eine frische Steilwand, *CC*, entstanden ist, an der die Verwitterung bis jetzt nur ganz geringe Wirkungen auszuüben vermocht hat.[15] Es ist wahrscheinlich, daß eine große Verwerfung gewöhnlich einen beträchtlichen Zeitraum zu ihrer Bildung nötig hat, und daß die Erosion die Bruchstufe während ihrer Entstehung stark beeinflussen kann.

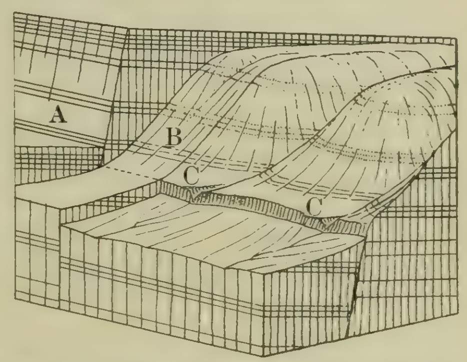


Fig. 71. Eine junge Bruchstufe längs des Fußes einer früheren, größeren, reif zerschnittenen Bruchstufe.

Bruchstufen großer Verwerfungen. Ein Beispiel einer großen Verwerfung findet man am Fuße des Odenwaldes. Die Scholle im Westen der Verwerfungslinie muß eine relative Senkung erfahren haben, denn sie liegt jetzt unter den alluvialen Ablagerungen des Rheingrabens verborgen; die Scholle im Osten wurde dagegen gehoben; ihre dem Rheingraben zugewandte Vorderseite oder Bruchwand ist jetzt reif zerschnitten, der Fuß verläuft jedoch fast geradlinig und ist gänzlich unabhängig von der Struktur. Hier hat die Erosion nach der Entstehung der Verwerfung so viel Zeit zur Verfügung gehabt, daß die im vorhergehenden Zyklus herausgebildeten und dann gehobenen Formen jetzt ein reifes oder spätreifes Stadium im heutigen Zyklus erreicht haben.[16]

Der westliche Abhang des Wasatch-Gebirges in Utah war

ursprünglich durch einen Bruch von bedeutender Sprunghöhe bestimmt, der quer oder schräg gegen die gefaltete Gebirgsstruktur verläuft, und deren Wand, wenn sie nicht durch Erosion während der Hebung zerschnitten worden wäre, wie *RA* in Fig. 72 ausgesehen haben würde. Das Gebiet im Westen des Bruches muß hier gesunken sein, denn die Fortsetzung der in den Gebirgen vorkommenden Strukturen liegt tief unter den quartären Ablagerungen, *SS*, des Salt-Lake-Beckens. Die gehobene Gebirgsmasse östlich von der Verwerfungslinie ist nun tief und reif zerschnitten, *MM*.[17] Ganz junge Bewegungen an dieser Verwerfungslinie dokumentieren sich deutlich in kleinen Steilwänden von 3, 5 oder 10 Metern Höhe in alluvialen Schwemmkegeln des Gebirgsfußes,[18] und eine vorhergegangene Bewegung von größerem Betrage, aber doch auch noch jüngeren Datums ist durch die dreikantigen Facetten, *FF*, angezeigt, in die viele Bergsporne an der Verwerfungslinie unabhängig von ihrer Struktur auslaufen.[19] Daher ist die morphologische Beweisführung des Vorhandenseins einer Verwerfung an der Basis einer großen, reif zerschnittenen Stufe folgende: Wenn die Sporne einer zerschnittenen Stufe in Facetten endigen, die sämtlich auf einer

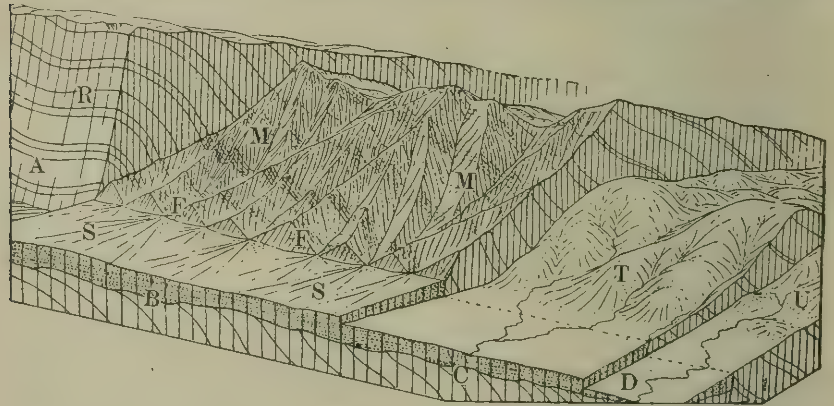


Fig. 72. Entwicklung des Wasatsch-Gebirges.

einfachen Linie stehen und keine Beziehung zur inneren Struktur zeigen, muß man annehmen, daß die Urmasse, aus der die Stufe herausgearbeitet worden ist, ursprünglich eine größere Ausdehnung jenseits der Basislinie besaß, und daß der verschwundene Teil der Urmasse in irgendeiner Weise weggeschafft worden ist. Jetzt müssen wir uns fragen, in welcher Weise dies geschehen sein kann, wenn der überbleibende Teil einen einfachen, fast

geradlinigen Rand aufweist und seine Sporne Facetten zeigen. Erosive Vorgänge, wie die Wellen des Meeres, oder ein großer, dem Fuße der Stufe parallel laufender Fluß sind imstande, derartige Formen hervorzubringen; und wenn ein solcher Vorgang tätig gewesen ist, haben wir keinen morphologischen Beweis für das Vorhandensein einer Verwerfung. Beim Fehlen solcher Vorgänge jedoch müssen wir schließen, daß die frühere Masse durch einen Bruch abgeschnitten und zum Tell versenkt wurde.

Wenn Aufschlüsse des verworfenen Teiles im Tieflande vor der Stufe erkennbar sind, hat man auch den gewöhnlichen geologischen Beweis für die Verwerfung vor sich, im anderen Falle ist er nur morphologisch zu erbringen, deshalb aber nicht weniger sicher. Dieser wird nur dann unsicher, wenn die Erosion der Verwerfungsstufe so weit vorgeschritten ist, daß die spätreif abgetragene Gebirgsmasse schon von der Verwerfungslinie entfernt ist und ihre Sporne, *T*, *U* (Fig. 72), unregelmäßig und ohne Facetten auslaufen.

Die Oberfläche einer Scholle an der gehobenen Seite einer Verwerfung ist bei diesen Betrachtungen von geringerer Dauer. Wegen der Zunahme ihrer Höhe ist sie der Zerstörung durch rasche verjüngte Erosion ausgesetzt. Es ist daher nicht immer notwendig, das vor dem Eintritt der Verwerfung erreichte Stadium ihrer Erosion ausdrücklich zu konstatieren. In dem Wasatch-Gebirge scheint allerdings die Erosion der gehobenen Scholle im heutigen Zyklus so weit vorgeschritten zu sein, daß irgendwelche Spuren ihrer Form aus der Zeit vor der Verwerfung nicht mehr zu erkennen sind; die abgeschnittenen Facetten der Gebirgssporne sind aber noch deutlich sichtbar und stellen einen ausgezeichneten und überzeugenden Beweis für das Vorhandensein eines Bruches längs des Gebirgsfußes dar.

Gebiete mit zahlreichen Verwerfungen. Die Urform eines Gebietes, in dem zahlreiche Verwerfungen stattgefunden haben, wird ein sehr unregelmäßiges Relief besitzen, wie das z. B. in Süd-Oregon der Fall ist. Nachdem ein reifes Stadium der Zerschneidung erreicht ist, können die Verwerfungen einen relativ geringen Einfluß auf die Anordnung der Täler ausüben, wenn die zerschnittene Masse von ungefähr gleicher Widerstandsfähigkeit ist. Der bemerkenswerteste Fall dieser Art, den ich kenne, ist in Arizona zu finden,[20] wo eine große Zahl kleiner Brüche auf der geologischen Karte verzeichnet und viele andere noch nicht

einmal zur Darstellung gelangt sind. Das Gebiet scheint demnach förmlich zerstückelt zu sein, so daß die Urform etwa ausgesehen haben mag wie Fig. 60, und doch zeigen die heutigen reifen Täler eine insequente Anordnung, die von den Bruchlinien völlig unabhängig zu sein scheint.

Man hat häufig angenommen, daß eine bestimmte Beziehung zwischen dem Vorhandensein von Brüchen und dem Verlauf der Flüsse und Täler vorhanden sein müsse: diese Anschauung entbehrt jedoch einer guten Begründung. Ein konsequenter Fluß kann einer Verwerfung folgen, *A*, (Fig. 73) oder auch sie kreuzen wie *DC*. In einem späten Stadium wird im ersteren Falle der Fluß *A* von seinem Urlauf abgewichen sein, *E*, da an der einen Seite der Bruchlinie harte, an der anderen weiche Schichten vorhanden sind. In noch späterer Zeit, nach der Einführung eines neuen Zyklus durch eine Hebung ohne neue Verwerfung, kann der Fluß nach der anderen Seite der Bruchlinie aus demselben Grunde hinwandern, *F*, und an dieser Stelle dann nach einer zweiten Hebung einen eingesenkten Lauf auf einer harten Schicht, *G*, erhalten, der in der Nähe, aber nicht direkt auf der Bruchlinie liegt. Noch später wird an die Stelle des eingesenkten Laufes ein neuer subsequenter Fluß, *H*, treten, der sich längs dem zertrümmerten Gestein an der Verwerfung entwickelt hat, wo die Schichten auf beiden Seiten der Verwerfung hart sind. Daraus geht hervor, daß die Struktur der verworfenen Masse und das Erosionsstadium ebenso wie die Verwerfungen und die neuen Hebungen die Lage der Flüsse und die Talbildung beeinflussen. Das Problem ist aber so kompliziert, daß jeder einzelne Fall besonders untersucht werden muß.

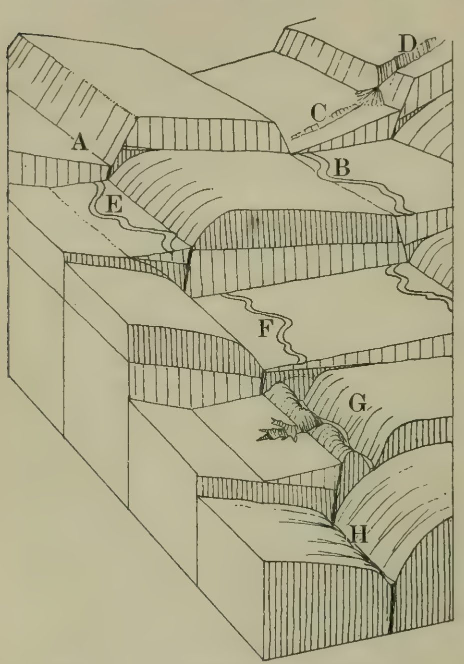


Fig. 73. Verwerfungslinien und Flußläufe.

Alte Verwerfungen. Wenn die Bewegungen an einer Verwerfung aufgehört haben, die Erosion jedoch fortdauert, so wird die Stufe mehr und mehr zerschnitten werden und allmählich als spätreife Stufe von der Verwerfungslinie zurückweichen. Die Sporne, in die der zurückweichende Gebirgsabhang dann aufgelöst wird (*T*, Fig. 72), werden auf dem Erosionstiefland zwischen dem Gebirge und der Bruchlinie nach und nach abgerundet und erniedrigt, ohne die Facettengestalt beizubehalten. In einem noch späteren Stadium (*U*, Fig. 72), wenn schon das Greisenalter herangenaht ist, wird sich die Erosions-Fastebene glatt über die Verwerfungslinie hinweg fortsetzen, wie sich das in zahlreichen Fastebenen feststellen läßt. Es werden sich dann durch die Verwitterung der verschiedenen Gesteine verschiedene Bodenarten an den beiden Verwerfungsflügeln gebildet haben, dies wird aber auch das einzige sein, was den Geographen dann noch an der Verwerfung interessiert, während ihr geologischer Wert, das heißt, die Verschiebung einander entsprechender Strukturen, unverändert bleibt.

Bruchlinienstufen. Wenn eine Fastebene, die auf einer verworfenen Gebirgsmasse entstand, in ausgedehntem Maße gehoben wird, ohne daß eine Bewegung an den früheren Bruchlinien stattfindet, kann die erneute Erosion die Verwerfungen auf zwei verschiedenen Wegen wieder ans Licht bringen. Sind die Gesteine an jeder Seite der Verwerfung von ungefähr gleicher Widerstandsfähigkeit, so kann das Gestein, das auf der Verwerfungsfläche zermalmt und zertrümmert wurde, schneller durch konsequente oder durch subsequente Flüsse erodiert werden als das an den beiden Seiten liegende, nicht zerquetschte Gestein.

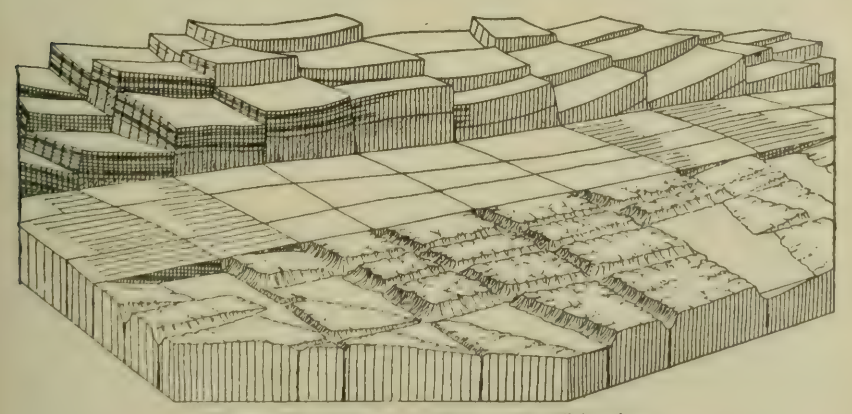


Fig. 74. Entwicklung des südlichen Mittel-Schwedens.

Auf diese Weise bildet sich ein Bruchlinien-Tal, wofür ausgezeichnete Beispiele in gewissen Teilen des süd-zentralen Schweden zu finden sind; die Anordnung der Täler läßt hier sehr deutlich erkennen, daß das Gebiet durch viele Verwerfungen zerbrochen ist (Fig. 74, Hintergrund), und doch ist die allgemeine Oberfläche der zwischen den Tälern liegenden Schollen jetzt eben, als ob sie nach der Zerstückelung gänzlich abgetragen (Mittelgrund) und erst später zu ihrer heutigen Höhe ohne erneute Verwerfung gehoben und dann längs der Verwerfungslinien zerschnitten worden wären (mittlerer Teil des Vordergrundes).

Ist dagegen das Gestein in einer gehobenen Fastebene an einer Seite, *S*, (Fig. 75) einer Verwerfungslinie weicher als an der anderen, *R*, so wird das weichere bald in ein Tiefland, *T*, verwandelt werden, während das härtere die Höhe, *H*, der erneuten Hebung so ziemlich beibehält. Es wird in diesem Falle die Verwerfungslinie wieder durch eine mehr oder weniger deutliche Stufe angezeigt sein, deren Höhe aber nur von dem Betrag der neuen Hebung und der Ungleichartigkeit in der Widerstandsfähigkeit der angrenzenden Gesteine abhängen wird, jedoch keineswegs von der ursprünglichen Verschiebung. Das neue Tiefland kann im gehobenen Verwerfungsflügel abgetragen werden, wie es bei *T* (Fig. 75) dargestellt ist. Eine solche Stufe können wir Bruchlinienstufe nennen, zum Unterschied von der Bruchstufe, *M*, der ursprünglichen Verschiebung. Gute Beispiele hierfür sind, meiner Meinung nach, auch in den eben erwähnten Teilen von Schweden zu finden, wo eine Hebung der zuerst verworfenen und dann abgetragenen Masse stattgefunden zu haben scheint, und wo in gewissen Gegenden (Fig. 74, Mittelgrund, rechts und links) weiche, sanft geneigte Schichten in den gesunkenen Schollen neben widerstandsfähigen, kristallinischen Gesteinen in den gehobenen auftreten. Die weichen Schichten sind jetzt fast gänzlich abgetragen und die unter ihnen liegenden kristallinischen Gesteine in Tiefländern oder Seebecken bloßgelegt; die kristallinischen Schollen dagegen sind nur reif zerschnitten, und

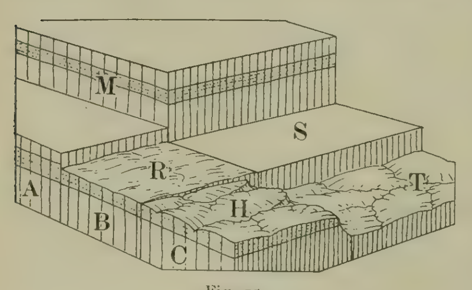


Fig. 75.
Entwicklung einer obsequenten Bruchlinienstufe.

längs ihres Randes ist eine gut ausgeprägte, wenn auch schon etwas abgeböschte Stufe herauspräpariert, die als eine Bruchlinienstufe zu betrachten ist. Man hat diese Stufe als eine Bruchstufe beschrieben[21], es schien mir jedoch, als ich im Jahre 1899 die Gegend besuchte, diese Auffassung nicht so befriedigend wie die hier gegebene.

Es ist von Wichtigkeit, zu erkennen, daß eine Bruchlinienstufe dem Flügel weicheren Gesteins zugekehrt sein muß (Fig. 75), ohne Rücksicht darauf, ob sie in der ursprünglich gehobenen oder gesenkten Scholle gelegen ist. Für verschiedene derartige Züge fand ich Beispiele in den westlichen Vereinigten Staaten: Eine prachtvolle Bruchlinienstufe, die man früher für eine einfache, wenig zerschnittene Bruchstufe gehalten hat[22], ist die sogenannte Hurricane-Ledge im nördlichen Arizona unweit des Colorado Cañon. Wir müssen annehmen, daß nach der ursprünglichen Verwerfung (Fig. 76, Hintergrund) das Gebiet vollständig abgetragen wurde (Mittelgrund), weil ein Lavastrom sich dann auf der Abtragungsebene über die Verwerfungslinie ergoß; erst dann hat eine neue, allgemeine Erhebung ohne bedeutende Verwerfung stattgefunden, und jetzt sind während des so eingeführten neuen Zyklus die weichen Schichten an der westlichen Seite der Verwerfungslinie abgetragen, mit Ausnahme der Stelle, wo der darüber lagernde Lavastrom sie geschützt hat. Offenbar ist die eigentümliche Stellung des Lavastroms nur dadurch zu erklären, daß er sich am Ende des ersten Zyklus und vor Beginn des zweiten bildete, und zwar zu einer Zeit, als die Oberfläche im Westen der Verwerfungslinie im wesentlichen dieselbe Höhe wie im Osten besaß.[23] Wenn wir dieselbe Verwerfung ungefähr 100 km weiter nördlich verfolgen, erfahren wir, daß zur Zeit der allgemeinen Hebung eine erneute Bewegung der Verwerfung stattgefunden hat, die diesmal einen Lavastrom zerbrochen und verschoben

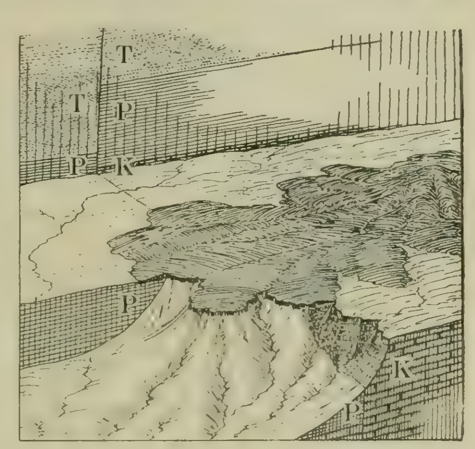


Fig. 76.
Entwicklung einer resequenten Bruchlinienstufe.

hat, der sich früher quer über die glatt abgetragene Verwerfung ergoß. Die dadurch erzeugte neue Stufe ist bisher erst wenig zurückgewichen; sie ist noch jung und steil.[24] Wenn eine neubelebte Bruchlinienstufe dem ursprünglich gesunkenen Hügel zugekehrt ist, wie in Fig. 74, dürfen wir sie resequent nennen, ist sie dem gehobenen Hügel zugewendet, wie in Fig. 75, obsequent.

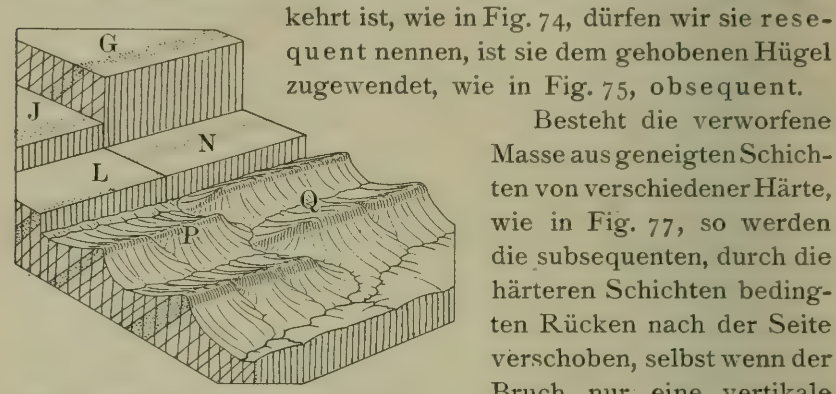


Fig. 77. Seitliche Verlegung von Rücken durch eine senkrechte Verwerfung.

Besteht die verworfene Masse aus geneigten Schichten von verschiedener Härte, wie in Fig. 77, so werden die subsequenten, durch die härteren Schichten bedingten Rücken nach der Seite verschoben, selbst wenn der Bruch nur eine vertikale Bewegungsrichtung hat: ein subsequenter Rücken, *P*, kann gegenüber einem subsequenten Tal, *Q*, stehen. Die Erklärung derartiger Fälle erfordert es, daß der Geograph ebenso die Raumgeometrie wie die tektonische Geologie beherrscht. Ein interessantes Beispiel einer Umkehr der Urform in eine später entwickelte, subsequente Form findet man in der Umgebung von Leinefelde im Südwesten des Harzes. In einer fast horizontal lagernden Schichtenserie, die einen starken Stufenbildner, *S*, enthält (Fig. 78), ist eine schmale, Nord-Süd gerichtete Scholle, *T*, bis zu mäßiger Tiefe abgesunken, und wir müssen annehmen, daß

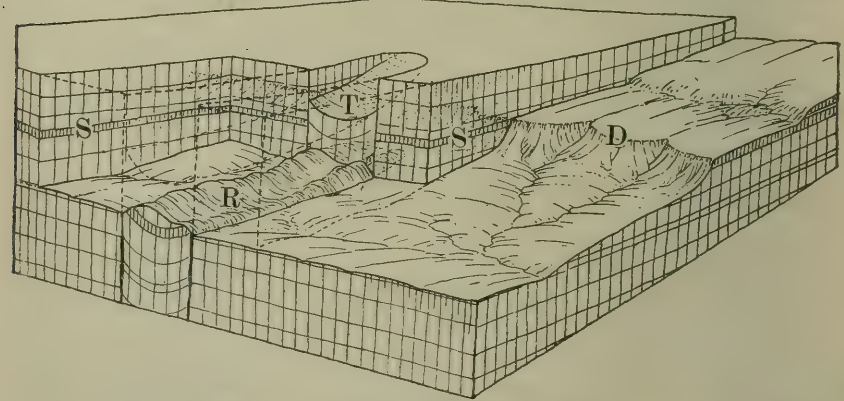


Fig. 78. Umkehr eines Grabens in einen Rücken.

zur Zeit des Eintretens der Brüche ein schmaler Graben entstand. Mit fortschreitender Erosion hat sich jedoch ein breites Tiefland auf den weichen, unterlagernden Schichten im Norden der zurückschreitenden Stufe des Dün, *D*, ausgebildet, und in der Mitte dieses Tieflandes erheben sich jetzt die niedergesunkenen, stufenbildenden Schichten des Grabens als ein schmaler Rücken, *R*, der einen Teil der Wasserscheide zwischen Elbe und Weser bildet.

Antezedente Flüsse. Eine der interessantesten Arten von Unterbrechungen tritt dann ein, wenn eine Hebung durch Verwerfung oder Auffaltung quer zum Laufe eines Flusses vor sich geht und so die Flußrichtung umzukehren strebt. Wir müssen hier zwei Fälle unterscheiden: es kann einmal die Hebung den Fluß besiegen, der dann abbiegt und seinen Lauf, örtlich vielleicht in einem See verzögert, auf der neuen Abdachung der deformierten Landoberfläche fortsetzt, oder es kann der Fluß der Hebung zum Trotz seinen Lauf beibehalten. In diesem Falle wird er antezedent genannt. Die der Antezedenz günstigen Bedingungen sind zunächst eine große Wassermenge und ein schneller Lauf des betreffendes Flusses, ferner müssen sein oberes Talstück und seine Talseiten oberhalb der Hebung ein beträchtliches Relief haben, die Hebung muß langsam und von geringem Betrag sein, und die gehobene Masse darf schließlich keine allzugroße Widerstandsfähigkeit besitzen. Es ist natürlich nicht notwendig, daß alle diese günstigen Faktoren gleichzeitig vorhanden sind; es fehlen z. B. mehrere bei einem der am besten bekannten Fälle von Antezedenz, dem der Maas. Dort, wo sie von Frankreich nach Belgien nordwärts durch das Gewölbe der gehobenen Ardennen fließt, findet sich keinerlei Andeutung dafür, daß ihr Gefälle zur Zeit der Hebung bedeutend war, oder daß die Talseiten oberhalb, also im Süden der Ardennen, ein beträchtliches Relief hatten: die Wassermenge des Flusses ist nicht groß, die gehobene Fläche umfaßt eine breite Masse von widerstandsfähigem Gestein, und die Hebung muß wenigstens 500 m betragen haben. Diese muß sich also sehr langsam vollzogen haben, und doch wieder nicht so langsam, daß die allgemeine Erosion die frühere Oberfläche der aufgehobenen Masse völlig zerstören konnte. Die Reste der früheren Oberfläche sind in den heutigen Hochebenen zu beiden Seiten der Maasschlucht (Fig. 79) leicht zu erkennen. Obgleich es der Maas gelungen ist, in ihrem antezedenten Lauf zu beharren, ist die Vertiefung ihres oberen Tales durch die

Hebung der Ardennen verzögert worden: wahrscheinlich hat sie deswegen zwei Nebenflüsse dadurch verloren, daß diese durch die tiefer eingesenkte Mosel und Seine abgelenkt wurden.[25]

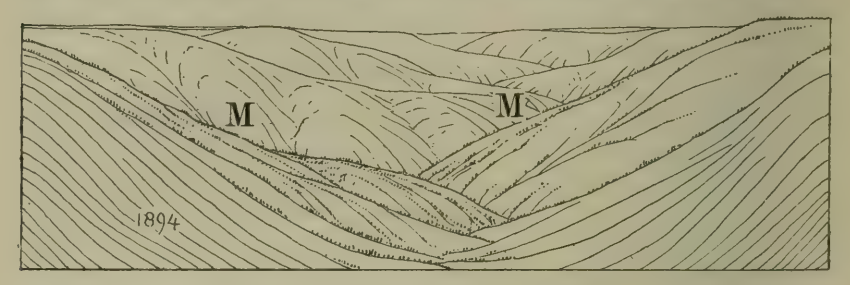
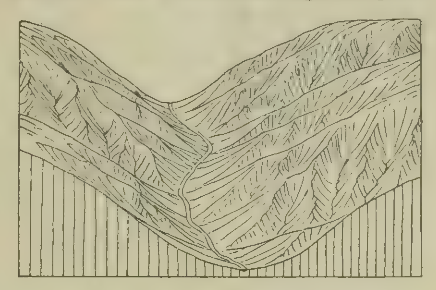


Fig. 79. Die Maasschlucht in den Ardennen.

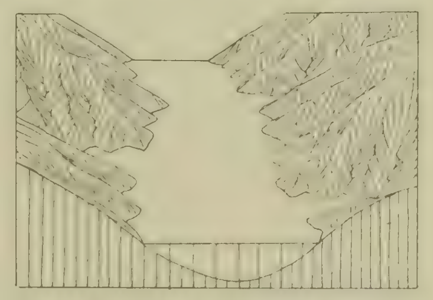
Es kann vorkommen, daß ein Fluß im allgemeinen in seinem antezedenten Lauf über eine ihm entgegengerichtete Hebung hinweg beharrt, ohne doch rein antezedent zu sein. Es kann zum Beispiel die erste Bewegung bei der Hebung so schnell sein, daß sie den Fluß aufhält und ihn entweder zu einem See aufstaut oder wenigstens veranlaßt, den abgesperrten Teil aufzuschütten; dann aber kann die spätere Hebung langsamer sein, so daß der Fluß schließlich doch das gehobene Stück durchschneidet, den See entwässert oder die Ablagerungen fortschafft. Der Green River, einer der zwei oberen Aste des Colorado, ist wahrscheinlich als ein solcher unvollkommen antezedenter Fluß aufzufassen, obgleich er als rein antezedenter Fluß eine große Berühmtheit genießt.[26] Sicher ist, daß im Norden des in tertiärer Zeit gehobenen Uinta-Gebirges, das er durchschneidet, ausgedehnte tertiäre Schichten vorkommen, die früher für Seeablagerungen erklärt wurden, und die jetzt zum Teil wenigstens als Flußablagerungen angesehen werden.

Unterbrechung durch Verbiegungen. Setzen wir jetzt einmal den Fall, daß die Flüsse einer bereits reif zerschnittenen Landschaft durch eine Verbiegung der Oberfläche gestört werden. Bei einem reifen Tale in einem Gebiet von starkem Relief, wo durch eine Verbiegung teilweise Hebung, teilweise Senkung eintritt, und wo die Verbiegung langsam geschieht, wird der Fluß die gesenkte Talstrecke aufschütten und in die gehobene Strecke eine Schlucht einschneiden. In dem Kashmir-Becken im westlichen Himalaya scheint eine solche aufgeschüttete Ebene vorzuliegen, wo der Jhelam-Fluß in einer unwegsamen Schlucht

durch die äußere Gebirgskette aus ihr herausfließt. Möglicherweise haben seichte Seen vorübergehend das Becken eingenommen, und in diesem Falle werden die Beckenablagerungen, die gegenwärtig teilweise zerschnitten sind, abwechselnd aus See- und Flußbildungen bestehen.


Fig. 80. Ein reifes Tal vor der Verbiegung.

Geht die Verbiegung rasch vor sich, so kann ein See von der gesenkten Strecke Besitz ergreifen. Dieser muß durch unregelmäßige Ufer gekennzeichnet sein, wenn das angenommene Tal (Fig. 80) das Reifestadium erreicht hatte: das heißt, die Talseiten müssen von vielen Nebentälern zerschnitten sein, so daß das Seewasser in jedes Nebental eintritt und also viele Buchten (Fig. 81) bildet. Ich kann zwar kein sicheres Beispiel für einen solchen See anführen, aber diese Betrachtung hat doch einen Wert, indem sie uns zeigt, daß die Alpenseen, die keine seitlichen Buchten besitzen, nicht durch die Verbiegung früherer normaler Täler hervorgebracht sein können. Vor nun fast 50 Jahren haben Lyell und andere den von Ramsay angenommenen glazialen Ursprung der Alpenseen bestritten und sie auf Verbiegungen zurückführen wollen, diese Erklärung jedoch nicht sorgfältig geprüft. Sie sagten nicht: Was für Seen werden wir erhalten, wenn die reifen Täler eines tief zerschnittenen Gebirgssystems verbogen werden? Sie begnügten sich vielmehr damit, zu sagen: Wenn die Täler verbogen werden, müssen Seen an ihre Stelle treten. Kein Geologe und auch kein Geograph war es, sondern ein Zoologe, A. R. Wallace, der zuerst die richtige Deduktion aufgestellt hat, daß ein solcher See sehr unregelmäßige Ufer besitzen muß.[27] Es lehrt uns diese Geschichte, daß wir bei solchen Problemen ihre deduktive sowohl als ihre induktive Seite sorgsam betrachten müssen. Wir werden


Fig. 81. Ein durch die Verbiegung eines reifen Tals entstandener See.

die Entstehung der alpinen Seen im IX. Kapitel weiter verfolgen.

Gegensatz geologischer und geographischer Studien. In allen derartigen Fällen ist es für uns wichtig, sogleich die Möglichkeit einer Verbiegung oder irgendeiner anderen Bewegungsart zu erfassen; die ins Einzelne gehende Betrachtung können wir aber solange verschieben, bis eine tatsächliche Form die Anwendung einer derartigen Erklärung erfordert. Wenn wir endlich dies unternehmen, müssen die Ergebnisse der Deduktion in geordneter Aufeinanderfolge ebenso sorgfältig durchdacht werden wie die tatsächlichen Formen, die sich dem Auge darbieten, beobachtet werden. Nur dann kann ein Vergleich zwischen beobachteten und einer gewissen Gruppe abgeleiteter Formen angestellt werden, nur dann kann man zu einem Schluß über den Wert der vorgeschlagenen Erklärung, nur dann zu einem gerechten Urteil über die erklärende Beschreibung der beobachteten Formen kommen. In diesem Zusammenhang möchte ich noch einmal nachdrücklich einen allgemeinen, bereits aufgestellten Grundsatz wiederholen: Studiert man eine Frage, wie z. B. die eben skizzierte, nur mit der Absicht, frühere Ereignisse in der Geschichte eines Gebietes zu entdecken, so bewegt man sich auf rein geologischem Gebiet; geschieht aber diese Untersuchung vergangener Ereignisse vor allem als Mittel, um die heutigen Formen besser beschreiben zu können, dann hat sie der Hauptsache nach einen geographischen Charakter. Wir können hinzufügen: Lernt man eine neue Art von Landformen kennen, für die auch eine neue Art der Erklärung ausgearbeitet werden muß, so stellt das Studium der vergangenen Begebenheiten große Ansprüche an den Forscher, und die Arbeit erhält einen geologischen Beigeschmack; sobald aber eine ausreichende Erklärung vorhanden ist, soll sich die Aufmerksamkeit des Forschers, wenn er ein Geograph ist, ganz den bestehenden erklärten Formen zuwenden, und dann erst wird die Arbeit echt geographisch werden.

Lassen sie mich noch hierfür ein Beispiel anführen. Es ist heute eine ziemlich umstrittene Frage, ob gewisse Züge der Alpengipfel wirklich eine Folge glazialer Erosion sind, und insofern als Geographen sich an der Diskussion dieses interessanten Problems beteiligen, neigen sie dazu, Geologen zu werden. Man darf jedoch annehmen, daß das Problem in höchstens 10 oder 20 Jahren gelöst sein wird; dann kann das sichere Ergebnis für

geographische Erklärungen unmittelbar benutzt werden, gerade wie wir heutzutage die allgemein angenommene Erklärung für normale Täler ohne weiteres anwenden, obgleich zur Gewinnung dieser Erklärung im vergangenen Jahrhundert unendlich viele geologische Untersuchungen angestellt werden mußten.

Klimawechsel. Wir müssen nun zu den vier Arten von Verwicklungen — den Verschiedenheiten der Struktur, der Hebung, des Vorganges und der Unterbrechung —, mit denen wir uns bisher beschäftigt haben, noch eine fünfte hinzufügen, nämlich einen Wechsel des Klimas, der das Fortschreiten eines Erosionszyklus sehr wesentlich beeinflussen kann. Den normalen Klimawechsel, der sich ergibt, wenn ein gehobenes Hochland langsam zu einem alten Tiefland abgetragen wird, haben wir bereits berücksichtigt. Jetzt müssen klimatische Veränderungen betrachtet werden, die vielleicht größer an Betrag und sicherlich viel schneller in ihrer Aufeinanderfolge sind. Die geologische Untersuchung hat erwiesen, daß sowohl die Temperatur wie die Menge und der Charakter der Niederschläge sich verändern können, gänzlich unabhängig von dem Wechsel der Landhöhe, der durch die normale Erosion hervorgerufen wird. Ein normales Klima kann glazial, ein trockenes normal werden, und umgekehrt.

Trockenes und normales Klima. In den westlichen Vereinigten Staaten existieren weite Flächenräume, in denen ein trockenes Klima herrscht, und wo kein Fluß das Meer erreicht. Ein Teil dieses Gebietes ist als das Great-Salt-Lake-Becken bekannt. Das Becken ist von viel größerer Ausdehnung als der Great-Salt-Lake, sein flacher Boden stellt eine Wüste dar, begrenzt und unterbrochen von Gebirgszügen. Aus jedem Tal dieser umrahmenden Gebirge erstreckt sich ein mächtiger Schuttkegel in die wüste Ebene hinaus. An den Hängen eines solchen Schuttkegels wie auch an den Flanken der Berge können wir in verschiedenen Höhen die scharf markierten, leicht eingeschnittenen Küstenlinien eines verschwundenen Sees verfolgen, dem Gilbert, der Erforscher dieser merkwürdigen Region, den Namen eines früheren Reisenden, Bonneville, beigelegt hat.[28] Die Küstenlinien sind rings um das ganze Becken verfolgt worden; an einem Punkte im Norden öffnen sich die höher gelegenen in einem Auslaß: der See muß demnach wohl eine Zeitlang in den Snake-Columbiafluß übergeflossen sein, und es muß daher das Klima hier zu einer gewissen Zeit feuchter gewesen sein, als es heute ist. Man über-

sieht leicht, daß die zur Entwicklung der Küstenlinien, *K* (Fig. 82), erforderliche Zeit sehr kurz war im Vergleich zu der, die zu dem Aufbau der Schuttkegel, *S*, nötig war, und daß wiederum die Zeit, die die Bildung der Schuttkegel beanspruchte, nur einen Bruchteil der Zeit ausmacht, die zu der vollständigen Abtragung der Gebirge notwendig sein wird. Demnach war die Dauer des Bonneville-Sees, verglichen mit der eines vollständigen Erosionszyklus, außerordentlich kurz. Wir müssen daraus schließen, daß irgendeine rasch wirkende Ursache eine verhältnismäßig kurze Unterbrechung des trockenen Klimas jenes Wüstengebietes veranlaßte, das sowohl vorher wie später herrschte.

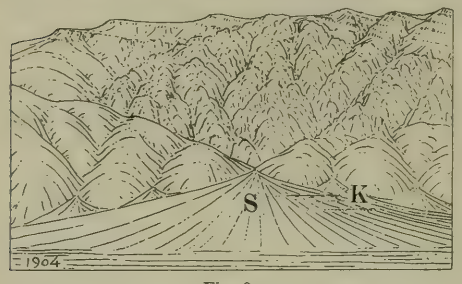


Fig. 82.
Bonneville-Uferlinien (*K*) auf einem Schuttkegel (*S*).

Glaziales und normales Klima. In den Tälern der Alpen und verschiedener anderer Gebirge waren während der jüngsten geologischen Vergangenheit Gletscher von viel bedeutenderem Umfang vorhanden als heutzutage. Vor der Eiszeit waren die Gebirge reif zerschnitten. Während dieser Periode, die in den Alpen in vier einzelne glaziale Epochen zerfällt, war die glaziale Erosion in Tätigkeit, wenn man auch über ihren Umfang bis jetzt noch nicht einig ist. Seit dieser Periode hat aber die Abtragung des Gebirges nur geringe Fortschritte gemacht, und die Alpen sind immer noch reif. Es war daher auch hier die Dauer der vier glazialen Epochen im Vergleich mit der eines vollständigen Erosionszyklus sehr kurz.

Geographische Behandlung klimatischer Veränderungen. Wollen wir die Ergebnisse klimatischer Veränderungen beschreiben, so werden wir finden, daß wir hier, genau wie im Falle der Unterbrechungen des Erosionszyklus, systematisch vorgehen müssen; das heißt, wir müssen zunächst das Stadium festzustellen suchen, das vor dem Eintritt des Klimawechsels erreicht wurde, dann die Arbeit, die während der Periode des veränderten Klimas geleistet worden ist, und endlich die Einwirkungen seit der Wiederkehr des ursprünglichen Klimas. Es sei jedoch bemerkt, daß hier, insoweit keine Veränderung der Landmasse in ihrer Lage zur Erosionsbasis eintritt, wir nicht von einer Unterbrechung

eines Zyklus sprechen sollten, sondern nur von einer Änderung des Vorganges, durch den der Zyklus weiter fortgeführt wird. Diese Art des Vorgehens mag verwickelt erscheinen; sie ist aber viel brauchbarer und praktischer als irgendeine andere der bis jetzt vorgeschlagenen Methoden für die Beschreibung der Landformen. Als ein Beispiel möchte ich das einstmals vergletscherte Gebirge von Nord-Wales beschreiben.

Beschreibung von Nord-Wales. Als die Gebirge von Nord-Wales in einem vorglazialen Zyklus normaler Erosion bis zu den unterjochten Formen der Spätreife (Fig. 83) vorgeschritten waren,

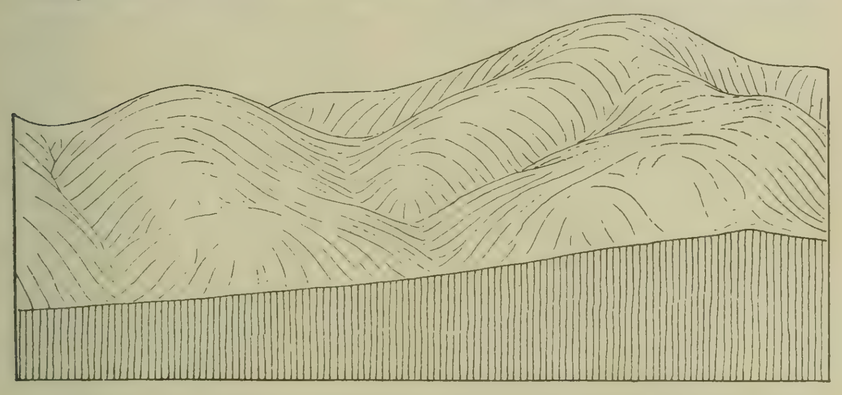


Fig. 83. Die vermuteten präglazialen Formen des Snowdon-Gebietes in Nord-Wales.

wurden die Täler der höheren Teile von Gletschern eingenommen, deren Lebensdauer lang genug war, um im allgemeinen ein fast reifes Stadium glazialer Erosion hervorzubringen. Seit dem Verschwinden der Gletscher (Fig. 84) hat die wiederhergestellte normale Erosion eine nur sehr geringe Wirkung auszuüben vermocht.[29]

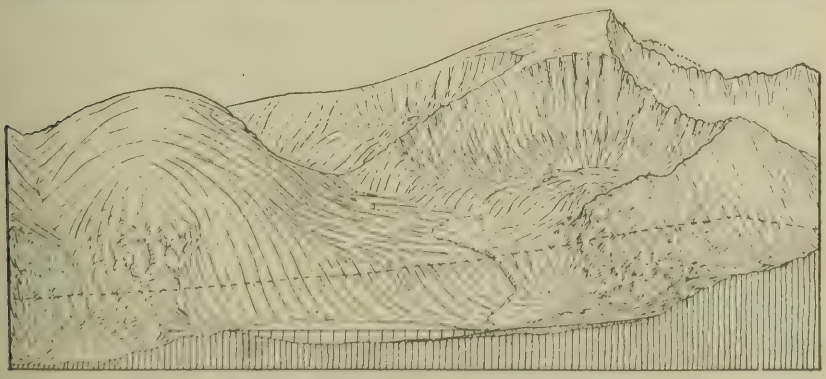


Fig. 84. Die heutigen Formen des Snowdon-Gebietes.

Mag nun diese erklärende Beschreibung richtig sein oder nicht, in jedem Falle ist sie klar und verständlich. Sie besagt, daß die gut gerundeten Berge und die breit geöffneten, vollkommen ausgeglichenen Täler der vorglazialen Zeit durch die Talgletscher eine derartig starke Beeinflussung erlitten, daß die runden Formen der Berge durch die Vergrößerung der Talschlüsse zu Karen oder Cwms, wie sie dort heißen, umgewandelt wurden; und daß die früher ausgeglichenen Täler Unebenheiten an ihrem übertieften Boden und Stufen an ihren Vereinigungsstellen erhalten haben, so daß die postglazialen Flüsse hier in Stromschnellen herabschießen oder sich dort zu Seen erweitern. Während der postglazialen Zeit ist es bis jetzt nur zur Entwicklung von Schutthalden unter den Karwänden, von engen Schluchten an den Wasserfällen der Hängetäler und von kleinen Deltas in den Seen gekommen. Bei der Beschreibung bestimmter Örtlichkeiten muß man natürlich auch hier viele individuelle Einzelheiten hinzufügen. Man sieht auch in diesem Falle wieder den Vorteil dieser Beschreibungsmethode, der darin besteht, daß jedes Formenelement als Mitglied einer systematischen Formenreihe eingeführt wird, wodurch die Beschreibung viel verständlicher wird, als wenn die Formen nur empirisch erwähnt werden; wir werden im IX. Kapitel ausführlich auf sie zu sprechen kommen.

Vulkanische Formen. In jedem Stadium irgendeines Zyklus auf einer beliebigen Struktur, die unter der Einwirkung eines beliebigen Vorganges steht, können vulkanische Ausbrüche geschehen, die Kegel aufschütten und Lavaströme und Aschendecken ausbreiten. Diese können so unbedeutend sein, daß sie nur als Störungen in der gerade in Tätigkeit stehenden Arbeit erscheinen, aber auch wiederum so gewaltig, daß sie die ganze Oberfläche eines großen Gebietes überdecken und alle seine Beziehungen verändern: dann hat man es mit einer vollständigen Umwälzung aller bestehenden Verhältnisse zu tun. Nach kurzer oder langer Zeit hört aber die vulkanische Tätigkeit auf, während die Erosionsvorgänge fortdauern. Darum sind auch die vulkanischen Formen, wie alle anderen, einem anfänglichen Wachsen und einem späteren Verfall unterworfen. Zentral-Frankreich zeigt uns eine wunderschöne Reihe solcher Formen, die sowohl nach Größe wie nach Erosionsstadium verschieden sind und sich auf einem gehobenen, mehr oder weniger zerschnittenen Gebirgsrumpf finden. Der größte dieser

Vulkane ist der reif zerschnittene Cantal.[30] Ungeheure Lavafluten verschiedenen Alters, die an Flächeninhalt ganz Frankreich beinahe gleichkommen, begraben in den nordwestlichen Vereinigten Staaten die früher vorhandenen Formen.[31] An den umgebenden höheren Rändern züngeln die Lavafluten in die Täler hinein, wie das Meer in die Täler einer untergetauchten Küste eintritt, und abseits stehende Gebirge erheben sich gelegentlich wie Inseln aus den Lavaebenen. Nur ausnahmsweise kommen Vulkane im Innern der Festländer vor, wie im Seengebiet Zentral-Afrikas und in den trockenen Ebenen von Arizona; man findet sie inmitten der gewaltigen Eisdecke der Antarktis; an den Meeresküsten und am Meeresboden sind sie eine überaus häufige Erscheinung. Dadurch, daß die Lavaströme Dämme in den Tälern aufbauen, schaffen sie interessante Verwicklungen in der Geschichte der Flüsse; ich denke dabei z. B. an die Hinüberleitung des Abflusses des Nicaragua-Sees vom Stillen Ozean nach dem Atlantischen hin.[32]

Wird ein Tal durch so widerstandsfähige Lavamassen ausgefüllt, daß diese schwieriger als die benachbarten Hügel abzutragen sind, so kann dadurch eine Umkehrung des Reliefs hervorgerufen werden, wie dies bei vielen lavabedeckten Tafelbergen der Fall ist. Im VII. Kapitel werden wir über diese und noch andere vulkanische Gegenden näheres erfahren.

Relief und Gliederung. Wir müssen jetzt noch zwei Elemente erwähnen und etwas näher ins Auge fassen: nämlich das Relief und die Gliederung. Wir wollen annehmen, eine Masse von gegebener Struktur und ebener Uroberfläche sei bis zu einer gewissen Höhe gehoben und habe durch normale Erosionsvorgänge schließlich eine reife Form erlangt. Es fehlt dann noch die Bestimmung, ob das Relief dieser Form stark, mäßig oder schwach, das heißt, hoch, mittel oder niedrig ist. Haben wir in dieser Weise das Relief bezeichnet, so müssen wir noch angeben, ob die Gliederung der Zerschneidung grob, mittel oder fein ist. Daher schließt unser Schema in Wirklichkeit fünf Elemente ein, nämlich Struktur, Vorgang, Stadium, Relief und Gliederung; der Kürze wegen brauchen wir jedoch im allgemeinen zu seiner Bezeichnung nur die ersten drei. Relief und Gliederung bewirken, daß die Zahl der Fälle, die von den ungezählten Verbindungen der früheren Faktoren abgeleitet sind, mit 9 oder sogar noch mehr zu multiplizieren ist.

Normale Werte. Im Anschluß daran muß ein neues Problem besprochen werden, nämlich die Festsetzung von Normalwerten für so unklare Ausdrücke wie hohes, mittleres und niedriges Relief oder grobe, mittlere und feine Gliederung. Denn wenn derartige Bezeichnungen nicht einen allgemein angenommenen Wert besitzen, werden sie auf persönlicher oder örtlicher Erfahrung fußen und daher nur Verwirrung anrichten. Ein Gebiet mittleren Reliefs könnte dann von einem Beobachter, der in einem Tiefland wohnt, als von hohem Relief beschrieben werden, während es für einen Beobachter, der aus dem Gebirge kommt, mit niedrigem Relief erscheinen würde. Ein indischer Pundit, der den Himalaya kennt, müßte aufs höchste überrascht sein, wenn er den Himmelsberg in Jütland zu sehen bekäme und die beiden Gebirgsnamen vergliche. Dieselbe Notwendigkeit zur Normalisierung unserer Bezeichnungen tritt auch bei verschiedenen anderen Elementen in Erscheinung, wie zum Beispiel: große, mittlere und kleine Flußwindungen, hohe, mittlere und niedrige Meereskliffe, langer, mittlerer und kurzer Strand, große, mittlere und kleine Krater usw., und ein gleiches gilt von der Unterteilung des Erosionszyklus.

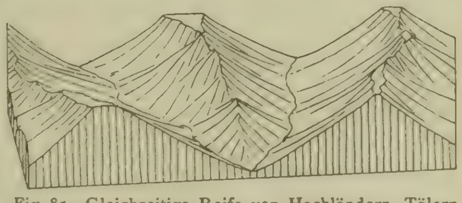
Ebenso ist die Anzahl der Grade, die wir bei der Beschreibung von Formen festsetzen müssen, noch nicht sorgfältig genug betrachtet. Sollen wir bei der Beschreibung der Gliederung drei Grade: grob, mittel und fein, oder sechs Grade: grob, groß, mittel, klein, fein und winzig anwenden? Sollen die Unterabteilungen des Zyklus einfach Jugend, Reife und Greisenalter, oder erste Jugend, spätere Jugend, Frühreife, Vollreife, Spätreife, frühes Greisenalter und vorgeschrittenes Greisenalter heißen? Die Botaniker sind in dieser Hinsicht den Geographen weit voraus. Wir sollten ihr Beispiel in der Entwicklung einer angemessenen Terminologie nachahmen, und zu diesem Zweck sei der folgende Vorschlag gemacht.

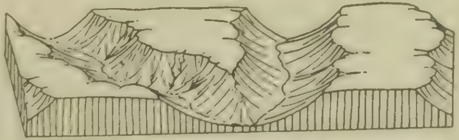
Reife der Flüsse, Täler und Hochländer. Die Reife eines Flußsystems in einem Gebiet von ungefähr gleichartiger Struktur ist erreicht, wenn alle größeren Flüsse ihren Lauf ausgeglichen haben und beginnen, ihre Talböden zu verbreitern. Natürlich werden die Täler der größten Flüsse bereits schön entwickelte Talfluren aufweisen, wenn die kleineren Oberläufe noch Wasserfälle besitzen können, im allgemeinen werden jedoch ausgeglichener Lauf und enge Talfluren vorherrschen. Die Reife

des Talgehänges ist erreicht, wenn — immer unter der einfachen Voraussetzung, daß kein sehr großer Gegensatz in der Widerstandsfähigkeit der Gesteine vorhanden ist — die Gesteinsaufschlüsse sämtlich unter einer ausgeglichenen Decke kriechenden Schuttes verschwunden sind. Eine allgemeine Hochlandsoberfläche ist im Stadium der Reife, wenn ihre Zerschneidung durch Täler gerade so weit vorgeschritten ist, daß nur wenig oder sogar nichts mehr von der Urform zu erkennen ist.

Es liegt auf der Hand, daß diese drei reifen Stadien nicht zu gleicher Zeit erreicht zu werden brauchen. Wenn die größeren Flüsse bereits reif ausgeglichen sind, können die Talwände doch noch unausgeglichene, junge Hänge zeigen. Sind diese reif ausgeglichen, so wird man in den Hochländern noch unzerschnittene Riedel auffinden können. Wenn die Hochländer reif zerschnitten sind, werden die Talfluren schon so erweitert sein können, daß sie und ihre Flüsse spätreif oder alt erscheinen. Wenn ein Flußsystem ein Gebiet von verwickelter Struktur entwässert, können die Haupttäler spätreif in den weicheren Gesteinen werden, während sie in den härtesten noch jung bleiben, wie es schon in Fig. 58 dargestellt wurde.

Betrachten wir nun die Bedingungen, unter denen die Erlangung der Reife bei allen diesen drei Elementen gleichzeitig vor sich geht, so müssen wir an erster Stelle eine Masse von mäßiger Widerstandsfähigkeit voraussetzen, so daß Talfluren und Talgehänge sich ungefähr zu gleicher Zeit ausgleichen; denn wenn die Masse sehr widerstandsfähig ist oder sehr widerstandsfähige Elemente einschließt, können die größeren Flüsse ihren Lauf lange vor der Ausgleichung der Talseiten ausgeglichen haben. Zweitens müssen wir die ursprüngliche Höhe so annehmen, daß zur Zeit der Ausgleichung der Talhänge die Hochlandsoberfläche (Fig. 85) im allgemeinen aufgezehrt sein wird. Besitzt die Landmasse eine zu geringe Höhe, so können


Fig. 85. Gleichzeitige Reife von Hochländern, Tälern und Flüssen.


Fig. 86. Reife Flüsse und Täler in einem jung zerschnittenen Hochland.

große Teile der Uroberfläche (Fig. 86) noch unzerschnitten sein, wenn die Talgehänge schon ausgeglichen sind; liegt sie dagegen sehr hoch, so wird sie dann schon reif zerschnitten sein, während die Flüsse jung und die Talgehänge steil und mit vielen unbedeckten Aufschlüssen versehen sind (Fig. 87).

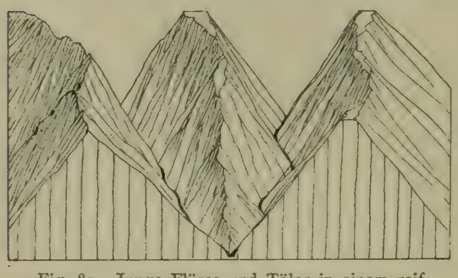
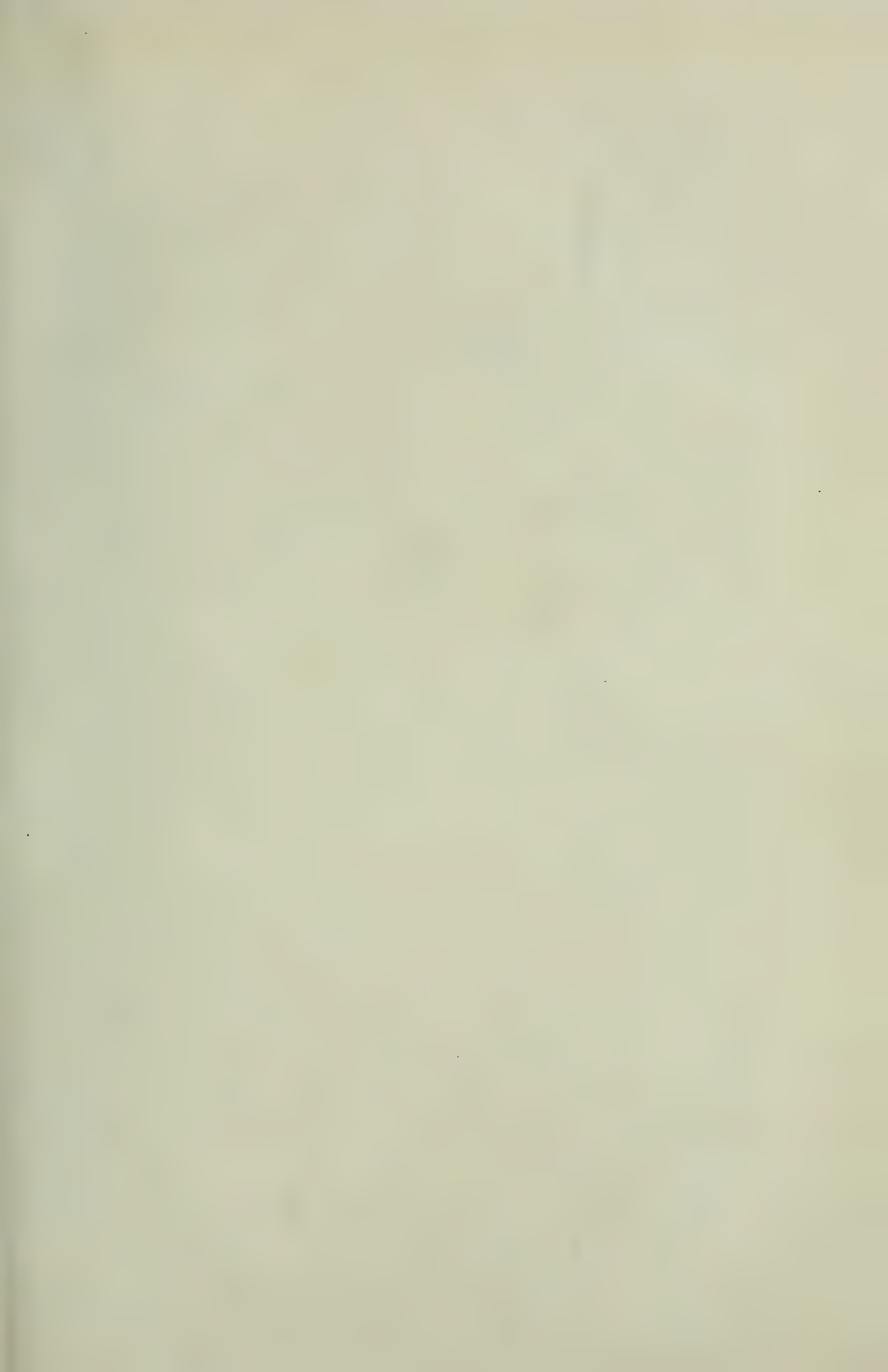


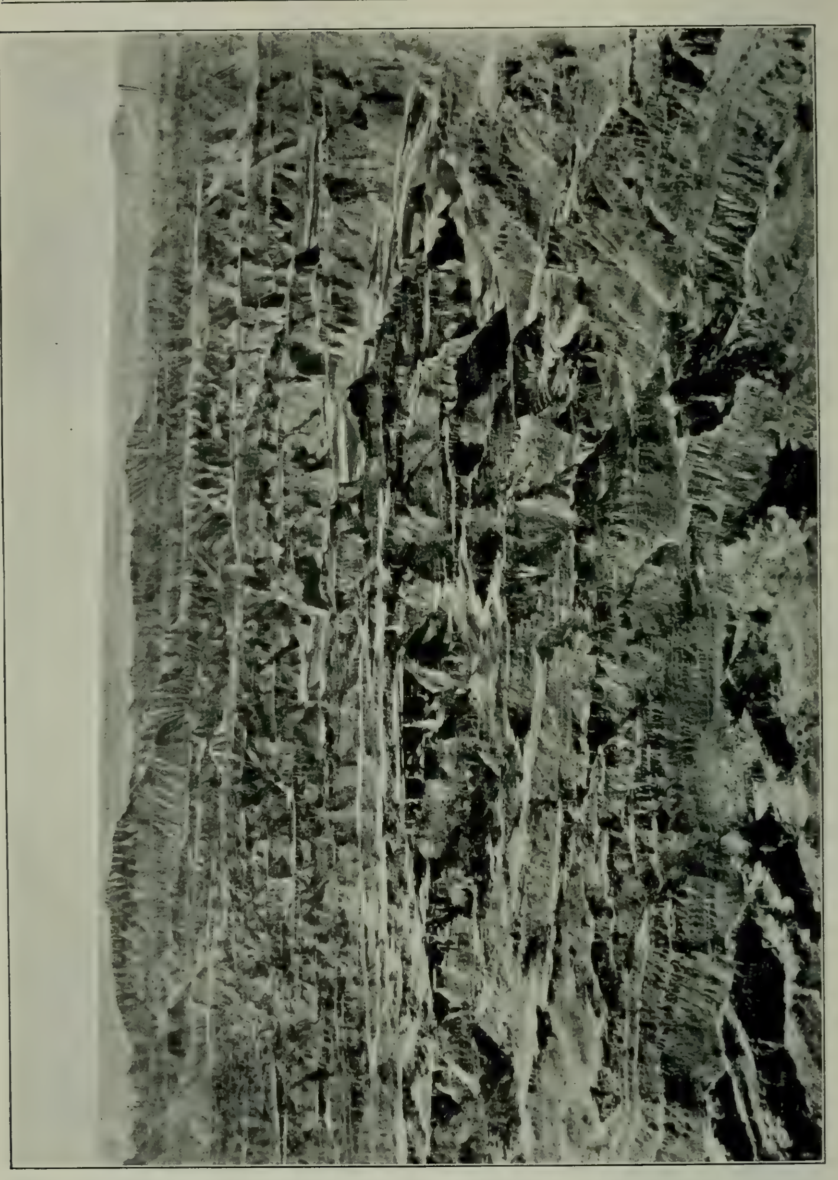
Fig. 87. Junge Flüsse und Täler in einem reif zerschnittenen Hochland.

Normalwerte des Reliefs. Den Normalwert der Bezeichnung „mittleres Relief“ könnten wir dort (Fig. 85) anwenden, wo die Reife der Flüsse, Talgehänge und der Zerschneidung des Hochlandes zu derselben Zeit stattfindet; „starkes Relief“ könnten wir dagegen für diejenigen Fälle aufbewahren, in denen das Hochland (Fig. 87) schon vollkommen oder reif zerschnitten ist, während die Talgehänge noch ihre jugendliche Steilheit aufweisen; von „niedrigem Relief“ schließlich könnten wir sprechen, wenn bedeutende Teile des Hochlandes (Fig. 86) unzerschnitten geblieben sind, während die Täler das reife Stadium erreicht haben. Diese Festsetzungen sind jedoch noch unvollständig.

Verschiedene Werte der Gliederung. In demselben Problem ist noch ein anderer Faktor mit eingeschlossen, nämlich die Gliederung des Entwässerungssystems, die wie das Relief ihre feinste Entwickelung während der Reife erreicht. Ich will zunächst die Reihe der hier möglichen Veränderungen kurz erläutern, dann deren Ursachen betrachten und endlich die Gliederung als einen Faktor zu dem Problem der Normalwerte, die wir soeben besprochen haben, hinzufügen, wobei ich mich allerdings hier auf einfache Strukturen beschränke.

Überschreitet man die spätreifen Hügel der Hessischen Senke im Norden von Frankfurt, so wird man von den großen Isohypsenkurven der Hügelseiten und der geringen Anzahl der Seitentäler überrascht sein. Mancher Hügel kann so breit sein, daß die kleinen Täler, die ihn begrenzen und zerschneiden, einen halben oder selbst einen ganzen Kilometer voneinander entfernt sind: zwischen zwei solchen Tälern werden die Isohypsen in ununterbrochenen konvexen Kurven verlaufen. Dasselbe gilt von dem reif zerschnittenen Kreidegebiet im Südosten und Osten





Badland-Landschaft, Süd-Dakota. (United States Geological Survey.)

Englands: die Isohypsen der Hügelgehänge sind Kurven von leiser Krümmung, und die Abzweigung der Tallinien ist nur schwach entwickelt. In stärkstem Gegensatz zu diesen großgliedrigen Formen stehen die „Badlands“ der Great Plains im Westen der Vereinigten Staaten (Tafel IV). Hier ist die Gliederung der reif zerschnittenen Oberfläche geradezu verwirrend in ihrer Kleinheit, die insequenten Tallinien sind immer von neuem geteilt, und zwar in so außergewöhnlicher Feinheit, daß Hunderte, vielleicht sogar noch mehr auf einen Kilometer kommen mögen. Von gleichartigen Formen wird uns aus gewissen Teilen der Sahara berichtet. Die Isohypsenkarte einer solchen Oberfläche muß durch Auslassung vieler der winzigen Rücken und Täler generalisiert werden, während die Karte einer großgegliederten Oberfläche wie die der Hessischen Senke keiner Verallgemeinerung bedarf, da die Formen noch im Maßstab von 1 : 100 000 naturgetreu wiedergegeben werden können.

Bedingung der Gliederung. Unterschiede in der Gliederung der reifen Zerschneidung scheinen einmal von der Durchlässigkeit der Landmasse, andererseits vom Klima und von der Pflanzendecke abhängig zu sein. Eine aus Kreide oder unverfestigtem Sand aufgebaute Masse gestattet dem Regen fast völlig in die Erde einzusickern und nachher in Quellen längs den Stromlinien im Talboden wieder zutage zu treten. Das Vorhandensein einer Pflanzendecke verzögert den Abfluß, vermehrt aber die Möglichkeit des Einsickerns. Daher ist die Menge des oberflächlich abfließenden Wassers, das zur Abspülung des Oberflächenschuttes und zur Bildung von Regenrinnen, sowie für die Erosion kleiner Talfurchen zur Verfügung steht, sehr gering. In solchen Fällen stellt das Gekriech der Schuttdecke den Hauptvorgang bei der allgemeinen Oberflächenskulptur dar; dieses hat immer die Tendenz, alle Ecken abzurunden und sanfte, flachgekrümmte Formen zu schaffen. Wenn dagegen eine Masse aus undurchlässigem Gestein besteht, fließt fast das gesamte Regenwasser an der Oberfläche ab. Ist Pflanzenwuchs vorhanden, so werden die Rinnen und Bäche nicht imstande sein, die Oberfläche kräftig zu zerfurchen; ist jedoch das Klima so trocken, daß der Pflanzenwuchs nur spärlich ist, und ist gar die Landmasse aus lockeren Tonschichten aufgebaut, oder aus Gesteinen, die leicht zu feinem Schutt verwittern, dann bilden selbst die seltenen Regengüsse Rinnen und Bäche, die die reife Oberfläche aufs wirksamste

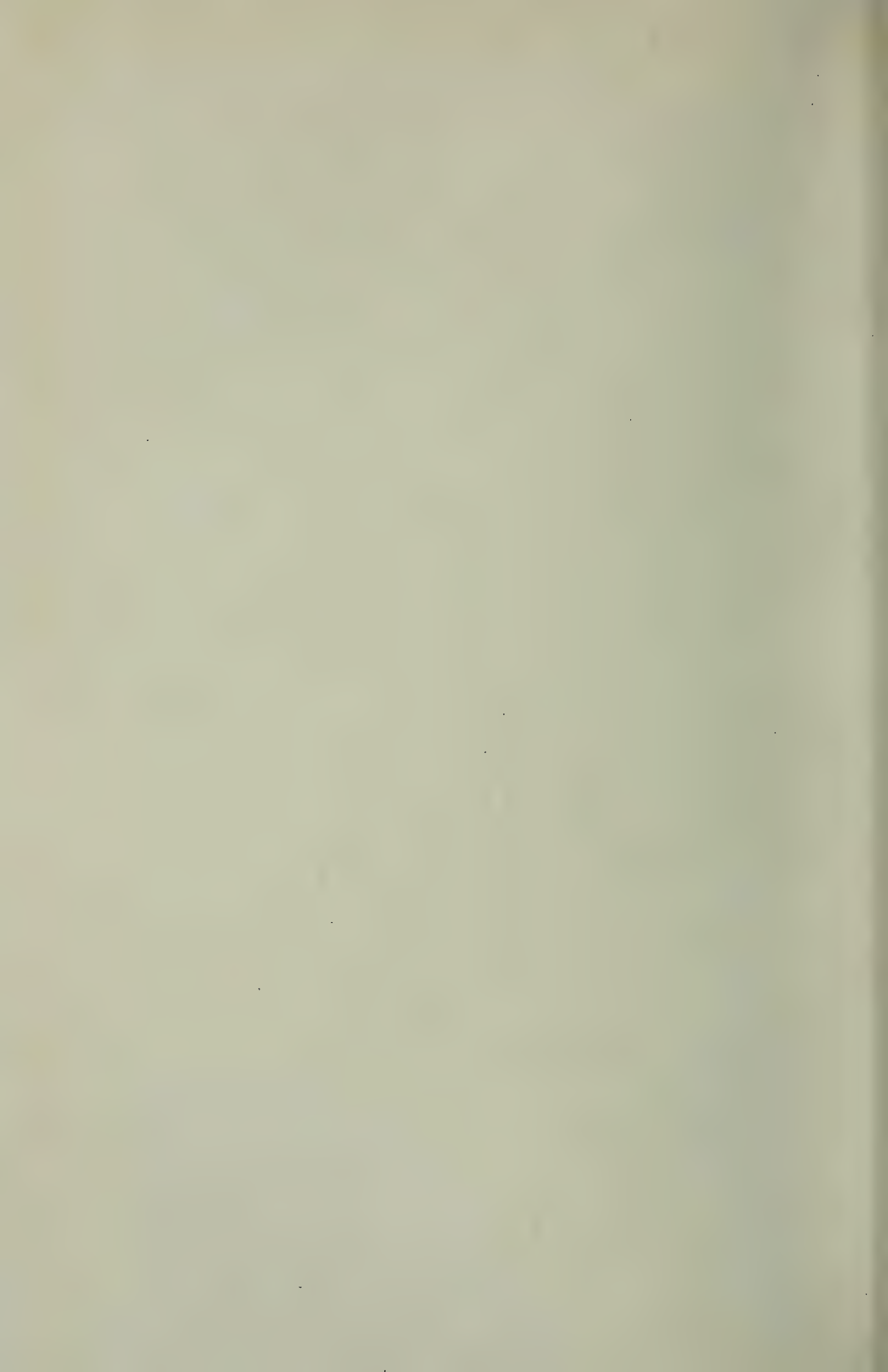
zerschneiden; in diesem Falle wird die Zerschneidungsgliederung sehr fein, ja selbst winzig sein können. In härterem, aber undurchlässigem Gestein, wie Granit, kann sich unter Umständen ein fein gegliedertes, insequentes Entwässerungssystem entwickeln. Ein solches habe ich in Südost-Afrika gesehen; ein anderes bemerkenswertes Beispiel ist von Willis in China[33] photographiert worden (Tafel V). Mit dem Vorübergehen der Reife verschwinden die kleineren Rinnen, mit der Annäherung an das Alter wird das Relief geringer, und die Gliederung verliert ihre Feinheit.

Normalwerte der Gliederung. Nach diesen Betrachtungen könnte es scheinen, daß eine mittlere Gliederung mit den anderen oben genannten Faktoren verknüpft sein müßte, um die Norm für das mittlere Relief zu bestimmen; denn wenn die Täler weit auseinanderliegen, muß ein viel vorgeschritteneres Stadium der Talentwicklung erreicht sein, ehe die ursprüngliche Hochlandoberfläche ganz aufgezehrt wird, als wenn die Täler dicht gedrängt stehen. Man muß jedoch beachten, daß bei allen diesen Erörterungen über die gleichzeitige Erlangung der Reife von Flüssen, Talgehängen und Hochländern die Deduktion der Beobachtung vorangeeilt ist, und bevor irgendwelche praktisch brauchbaren Ergebnisse erzielt werden können, müssen tatsächliche Fälle beigebracht werden, an denen die Deduktionen zu prüfen sind. Darum liegt hier, wie bei so manchen anderen Problemen, denen wir noch begegnen werden, die gebieterische Notwendigkeit für eine systematische Forschung vor, die die Weiterentwicklung und Festlegung unserer Terminologie zum ausdrücklichen Zwecke haben müßte. Eine Erörterung der Gliederung nicht nur für einfache, sondern auch für verwickelte Strukturen, und nicht nur für die Reife, sondern auch für Jugend und Greisenalter wäre überhaupt erwünscht. Diese Forschungen würden ausgedehnte Studien im Freien, gründliche Beschäftigung mit Karten großen Maßstabes und kritische Durchsicht von geographischen Aufsätzen, Berichten und Reisebeschreibungen erfordern. Jungen Geographen, die ein warmes Interesse für die systematische und exakte Entwicklung ihrer Wissenschaft haben, möchte ich diese Art der Forschung ganz besonders ans Herz legen.

Rückblick und Ausblick. Wir haben jetzt in systematischer Ordnung alle Hauptfaktoren, die bei der Betrachtung des deduktiven Schemas für die Behandlung der Landformen erörtert



"Bad-Lands" im Gneiß im Norden des Sha-ho-Flusses, Tschi-li, China. (Willis, Carnegie-Expedition nach China.



werden müssen, überschaut, und zwar unter der allgemeinen Bezeichnung: Struktur, Vorgang und Stadium. Gründlicher als früher können wir nun die Behauptung, die in der ersten Vorlesung aufgestellt wurde, verstehen, daß nämlich bei der Beschreibung von Landformen jedes Gebiet als eine Gesamtmasse anzusehen ist, die aus bestimmten Gesteinsstrukturen besteht, in bestimmter Höhe zur Erosionsbasis liegt, und durch bestimmte Erosionsvorgänge zu einem bestimmten Stadium morphologischer Entwicklung gelangt ist. So ist jedes Formelement in systematische Beziehung zu der Struktur zu bringen, deren Oberfläche es darstellt, ebenso wie zu dem Vorgang, durch den es herauspräpariert wurde, und zu dem Stadium der Entwicklung, in dem es steht. Wir erkennen, daß die wesentlichen Züge dieser Betrachtungsmethode sehr einfach, und daß andererseits unzählige Erweiterungen des normalen Zyklus denkbar sind, durch die die mannigfachen Formen verständlich werden. Der Hauptwert der Methode liegt darin, daß sie uns mit einem reichhaltigen und systematischen Schatz gedachter Formen ausrüstet, mit deren Namen wir die tatsächlichen Formen bezeichnen können. Wir haben gesehen, daß das Schema des geographischen Zyklus keineswegs steif und willkürlich ist, sondern daß es leicht jeder Anforderung der Natur angepaßt werden kann. Wir erkennen auch, daß, wie schon hervorgehoben, diese Methode für die Beschreibung verhältnismäßig kleiner geographischer Elemente, wie der Teile einer sichtbaren Landschaft, geeignet ist, daß sie aber auch ebensogut auf große Gebiete anwendbar ist, wenn zunächst alle Elemente, aus denen diese zusammengesetzt sind, gesondert behandelt und dann in einer vereinfachten und verallgemeinerten Beschreibung zusammengefaßt werden. Natürlich müssen wir, nachdem wir die verschiedenen Arten der vorherrschenden Formen beschrieben haben, gewisse Einzelheiten der individuellen Formen, wie Länge, Höhe usw., oft nur empirisch kennzeichnen, wie es ja auch der Botaniker z. B. bei der Beschreibung eines Waldes tun muß.

Unser folgender Schritt soll uns nun zu bestimmteren Vorstellungen führen, und zu diesem Zweck müssen wir zunächst die Struktur der Landmasse, mit der wir uns zu beschäftigen haben, und den Prozeß der Skulptur, der auf sie anzuwenden ist, feststellen. Dann können wir, bei gegebener Struktur und gegebenem Vorgang, die Entwicklung einer bestimmten Formen-

reihe verfolgen und die tatsächlichen Formen den ihnen entsprechenden gedachten gegenüberstellen. Auf diese Weise werden wir mit vielen typischen Zügen der Landschaft bekannt werden und zu gleicher Zeit in den Besitz eines großen Bestandes gedachter Formen gelangen.

PRAKTISCHE ÜBUNGEN.

Probleme der Struktur. 1 a. Man fertige eine geologische Darstellung der zehn Perioden an, die durch Gesteinsmassen, Deformationen und Erosionsperioden in Fig. 88 angedeutet sind, wobei jeder Periode die gleiche Aufmerksamkeit zuzuwenden ist. Dann eine erklärende geographische Darstellung der Uroberfläche von Fig. 88, erwähne jedoch dabei nur solche Ereignisse aus vergangenen Perioden, die zur Erklärung der heute sichtbaren Form dienen.

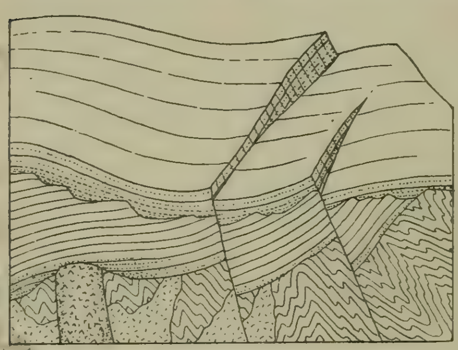


Fig. 88. Eine Urform von verwickelter Struktur.

1 b. Man zeichne eine Karte derselben Landmasse in einem beliebigen Erosionsstadium und beschreibe deren Formen. Welche Tatsachen rücksichtlich vergangener Perioden erfordern in dieser Beschreibung eine Erwähnung, die in der Darstellung der Uroberfläche nicht angegeben wurden?

2. Man zeichne ein Blockdiagramm, das eine Masse von verwickelter Struktur zur Anschauung bringt. Man fertige Darstellungen von ihr an, wie in den Übungen 1 a und 1 b.

Rasche und langsame Hebungen. 3. Man entwerfe Querprofile oder Diagramme der jungen Täler, die von einem großen und einem kleinen Fluß in eine vor kurzem rasch gehobene Masse von harter Struktur, oder in eine langsam gehobene und noch im Aufsteigen befindliche Masse von weicher Struktur eingeschnitten werden.

Drei Erosionszyklen. 4. Man zeichne ein Blockdiagramm oder eine Karte eines Gebietes von gleichförmiger Struktur in frühem Greisenalter, das in geringem Maße gehoben und bis zu früher Reife allgemeiner Zerschneidung fortgeschritten, dann

aber von neuem gehoben ist und ein junges Zerschneidungsstadium erreicht hat. Hierauf ein zweites Diagramm, in dem die drei Erosionszyklen wieder dargestellt sind, aber mit verschiedenem Betrag der Hebung und in verschiedenen Zerschneidungsstadien.

Verworfene Schollen. 5. Man zeichne ein Blockdiagramm, das die Struktur der Landmasse von Fig. 88 im Stadium frühen Greisenalters (die Erosionsbasis kann an beliebiger Stelle angenommen werden) besitzt, aber dann unabhängig von den früheren Falten und Verwerfungen von verschiedenen Brüchen durchzogen wird, so daß zwei schräg gestellte Schollen und ein zwischen ihnen liegender Graben entstehen. Man beschreibe die Oberfläche einer dieser Schollen im Beginne des durch die neuen Brüche eingeführten Zyklus. Ebenso die Schollen und den Graben, nachdem sie ein frühreifes Zerschneidungsstadium erlangt haben.

6. Man betrachte die Bl. 55, 56, 65, 66, 73, 74 der Generalstabens Karta öfver Sverige in 1 : 100 000. Man zeichne eine Karte zur Darstellung der nach Norden und Süden schauenden Stufen, die auf diesen Blättern sichtbar sind. Ferner ein von Nord nach Süd gerichtetes Querprofil, und gebe auf diesem die vermutlichen verworfenen Schollen, die durch die Verwerfungen entstandene Uroberfläche und die zwei Erosionsbasen, die man zur Erklärung der heutigen Oberfläche annehmen muß, an. Man zeichne eine kleinere Karte größeren Maßstabes und stelle auf ihr die typischen Fälle der verschiedenen auf den Karten erkennbaren Formen dar. Wie kann man Bruchstufen und Bruchlinienstufen dabei unterscheiden?

6a. Man denke sich einen nach Südwesten fließenden Hauptfluß mit zahlreichen insequenten Verzweigungen, der ein in frühem Greisenalter stehendes Gebiet entwässert. Jetzt lasse man eine Nord-Süd verlaufende Verwerfung die Mitte des Gebietes durchquerren und die beiden Schollen, in die auf diese Weise die Landmasse geteilt wird, sich leicht nach Westen neigen. Dann lasse man den Hauptfluß seinen antezedenten Lauf beibehalten und ein reifes Stadium in dem durch die Brüche und die Schrägstellung neu eingeführten Zyklus erreichen.

6b. Man zeichne eine Karte des Gebietes unter diesen Verhältnissen. Einen der kleineren Flüsse stelle man so dar, daß er durch die Verwerfung zwar zu einem See aufgestaut, aber nicht

ganz aus seinem Lauf verdrängt ist und jetzt sowohl die Ablagerungen, die sich in seinem See bildeten, wie auch die gehobenen Schollen durchschneidet. Einen anderen kleinen Fluß lasse man auch aufgestaut sein, aber einen neuen Lauf einschlagen, in dem er jetzt bis zur frühen Reife gekommen ist. Einige der kleinen Flüsse, deren Gefälle durch die Schrägstellung größer würde, lasse man ihren Lauf durch regressive Erosion verlängern und benachbarte Entwässerungsgebiete an sich reißen, deren Gefäll durch die Schrägstellung vermindert würde.

6 c. Man nehme eine neue und junge Verwerfung an der früheren Bruchlinie an. Welche neuen Verhältnisse werden dann eintreten?

Flußablenkungen. 7 a. Man nehme eine Urmasse an, deren Unterbau aus steil nach Osten oder Westen fallenden, harten und weichen Schichten besteht, deren Oberfläche jedoch aus fast wagerechten weichen Schichten gebildet wird und sich leicht und etwas unregelmäßig nach Westen neigt. Man zeichne auf einer Karte eines solchen Gebietes verschiedene Ost-West gerichtete Urströme und die entsprechenden Urwasserscheiden ein. Jetzt nehme man an, daß die weichen Schichten bereits abgetragen sind und die steil einfallenden unteren Schichten bloßgelegt werden. Um diese Schichten darzustellen, zeichne man mehrere leicht gekrümmte, fast parallele, schwache, Nord-Süd ziehende Linien und teile auf diese Weise die Karte in Streifen von ungleicher Breite. Einige dieser Streifen schattiere man leicht, um die härteren Schichten anzudeuten, die steil nach Osten oder Westen fallen.

7 b. Man zeichne für ein reifes Stadium desselben Gebietes eine Anzahl kurzer subsequenter Nebenflüsse der konsequenten, epigenetischen (s. S. 212) Hauptströme. Ferner die entsprechenden subsequenten Wasserscheiden, und deute die Veränderungen in den Urentwässerungsbecken an.

8 a. Man wähle auf Karte 7 b drei Streifen (zwei harte und einen weichen) aus, die von zwei benachbarten epigenetischen Flüssen ungleicher Größe durchkreuzt werden. Man zeichne eine Karte dieses Gebietes in größerem Maßstabe und stelle einen Fluß bedeutend größer als den anderen dar.

8 b. Man lege längs des weichen Streifens ein Profil von einem Fluß zum andern, das die beiden Flüsse ungefähr in gleicher Höhe an der Uroberfläche darstellt. Dann zeichne man

auf diesem Durchschnitt drei dicht aufeinanderfolgende Stadien der Talerosion durch jeden Fluß und drei übereinstimmende Stadien in der Entwicklung subsequenter Nebenflüsse. Warum vergrößert sich die Länge eines subsequenten Flusses schneller als die der anderen?

8 c. Man zeichne einen Durchschnitt von Fluß zu Fluß längs der subsequenten Täler für ein späteres Stadium subsequenter Stromentwicklung, wenn die subsequenten Talenden eben zusammengetroffen sind und die Uroberfläche, die sie ursprünglich trennte, zerstört haben. Welchem epigenetischen Fluß ist die Wasserscheide zwischen den subsequenten Flüssen näher? Warum?

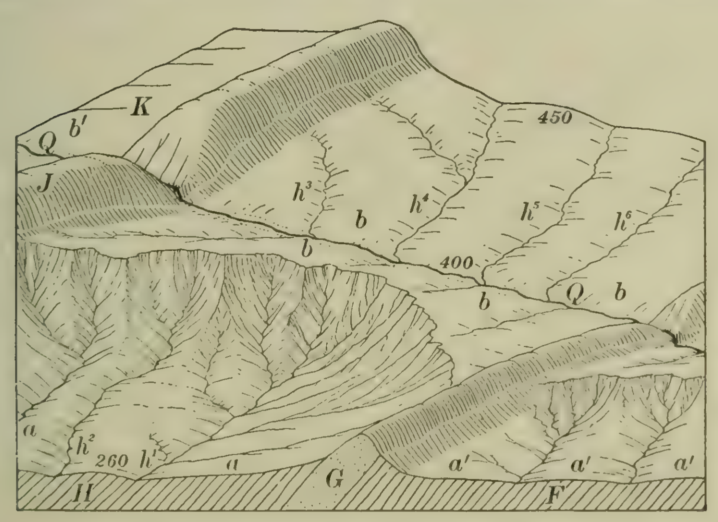


Fig. 89. Eine bevorstehende oder fast vollzogene Flußablenkung.

8 d. Man zeichne mehrere spätere Profile der subsequenten Flüsse, bis sich eine besondere Veränderung in dem kleineren epigenetischen Flusse ereignet.

8 e. Man trage diese Veränderung auf der Karte 8 a ein, und deute die begleitenden Veränderungen der Wasserscheiden an.

8 f. Man zeichne in großem Maßstab zwei Karten des Gebiets rings um den Veränderungspunkt, — eine Karte gerade vor der Veränderung, die andere gerade danach, und stelle auf diesen Karten die aufeinanderfolgenden Lagen der Wasserscheiden 8 c und 8 d dar.

8 g. Man zeichne gleiche Karten desselben Gebietes, um irgendwelche späteren Stadien von besonderem Interesse, die

noch zu erwarten sind, zu zeigen. Während welcher Stadien kann man sagen, daß die Wasserscheide langsam kriecht, wann, daß sie plötzlich springt?

9. Man zeichne ein Blockdiagramm in einem späteren Stadium als Fig. 89, jedoch bevor die Ablenkung eingetreten ist. Man zeichne ein Blockdiagramm in einem späteren Stadium als Fig. 90, wenn der enthauptete Fluß so stark verkürzt ist, als es überhaupt möglich ist. Mit welchen Ausdrücken könnte man die verschiedenen Phasen vor und nach einer derartigen Ablenkung

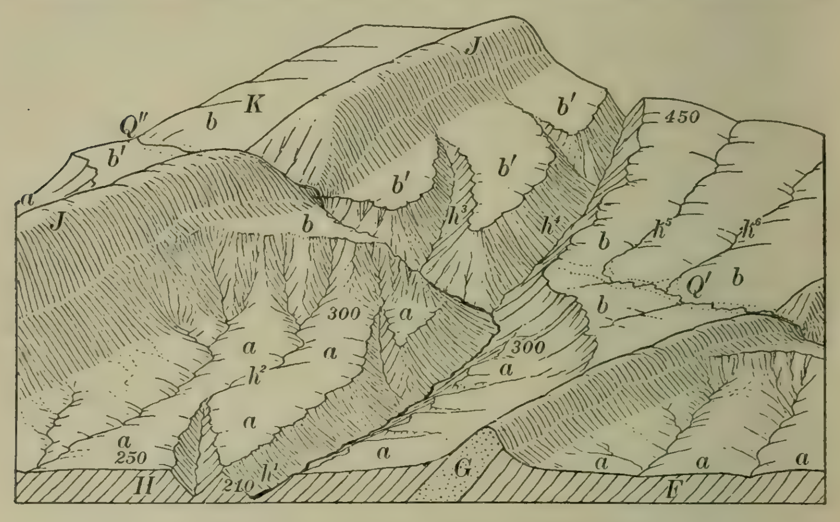


Fig. 90. Eine vor kurzem vollzogene Flußablenkung.

beschreiben? Welche mit dieser Ablenkung in Zusammenhang stehenden Oberflächenformen verdienen eine besondere Beschreibung? Welche Namen könnte man für diese Formen vorschlagen? In welchen Stadien der allgemeinen Erosion können sie vorkommen?

10. Man zeichne eine Karte des Aire-Bar-Aisne-Gebietes in Nord-Frankreich (Carte de France 1 : 80 000, Bl. 24, 35), die die frühere und die heutige Anordnung der Flußläufe zur Darstellung bringt.[25] Wie tief liegt der neue Talboden unter dem früheren an dem Ablenkungsknie? Man erkläre die Lage der heutigen Wasserscheide zwischen Aire und Bar. Man suche weiter die Entstehung des kleinen Flusses zu erklären, der von der jetzigen Quelle der Bar nach der Aire an dem Ablenkungsknie fließt. Wie kann man Flüsse dieser Art nennen? Ist die

Ablenkung der Aire erst vor kurzem geschehen oder schon vor sehr langer Zeit? Durch welchen zur Aisne gehörigen Fluß kann die Bar von neuem angezapft werden? Wird diese Anzapfung bald geschehen oder erst nach langer Zeit?

11 a. Man zeichne in gleichem Maßstabe wie 8 f eine Karte eines gewundenen Teiles des kleineren epigenetischen Flußtales, und zwar eine kurze Strecke talabwärts von dem in Frage stehenden weichen Streifen für das Stadium 8 c. Man entwerfe eine Karte derselben Strecke für das Stadium 8 e.

11 b. Man zeichne zwei gleiche Karten für einen Teil des subsequenten Nebenflusses des größeren Stromes für die Stadien 8 c und 8 e. Welcher Strom von Fig. 90 könnte als „unterfähig", den früheren Windungen seines Tales zu folgen, angesehen werden? Welcher als „überfähig", den früheren Windungen seines Tales zu folgen? Welcher Fluß von 8 e kann als „angezapft" beschrieben werden? Welcher als abgelenkt? als enthauptet oder geköpft?

11 c. Man schattiere auf verschiedene Weise auf der Karte von 7 b die ursprüngliche Entwässerungsfläche des größeren konsequenten und des kleineren konsequenten Flusses, und die Fläche zur Zeit von 8 e, deren Entwässerung von einem konsequenten, epigenetischen Flusse zum andern abgelenkt wurde.

11 d. Man zeichne zwei Blockdiagramme, welche die Züge der zwei Karten von 8 f darstellen.

Terminologie. 12 a. Man studiere die Mäander auf den in den Übungen 7, 8 a, 8 b des dritten Kapitels genannten Karten und vergleiche sie mit anderen Mäandern, z. B. auf der Carte topographique de la Belgique 1 : 100 000, Bl. 40, 67 oder der Carte de France 1 : 80 000, Bl. 24, 30, 35. Man suche eine Reihe von Adjektiven (groß, klein usw.), die für die Beschreibung der Mäander von verschiedenem Radius geeignet sind. Wie viele solche Adjektive wird man anwenden? Welches sind die Grenzwerte des Mäander-Radius für jedes Adjektivum?

12 b. Man stelle die Tiefe fest, bis zu der die verschiedenen Mäandertäler der obigen Beispiele eingeschnitten sind. Welche Adjektive könnte man für die verschiedenen Tiefen vorschlagen (sehr tief, tief, seicht usw.), und welches sind wieder die Grenzwerte?

12 c. Man vergleiche die Stadien der Talauenentwicklung in den verschiedenen Beispielen von eingesenkten Mäandern mit-

einander. Wie kann man diese einzelnen Stadien beschreiben (frühreif, vollreif; enge Talauen, breite Talauen usw.)?

12d. Man betrachte die mäandernden Flüsse mit Rücksicht darauf, wie sie den Windungen ihrer Täler folgen. Mit welchen Ausdrücken könnte man diese Beziehungen zwischen Flußwindungen und Talwindungen beschreiben?

12e. Man betrachte das Tal und den Lauf des Bar (Carte de France 1 : 80000, Bl. 24, 35) in etwa 8—10 km Entfernung südlich von seiner Mündung in die Maas. Man beschreibe das Tal und den Flußlauf mit den in den Übungen 12a—12d aufgestellten Ausdrücken. Dasselbe mache man für das Tal der Aisne, oberhalb und unterhalb des Eintritts der Aire. Haben Sie eine Erklärung für die „Unterfähigkeit" der Aisne, ihren Talwindungen unterhalb des Eintritts der Aire zu folgen?

12f. Man mache dasselbe für einige Täler des Altmühl-Donau-Systems (Karte des Deutschen Reiches 1 : 100000, Bl. 594, 595).

12g. Man beschreibe die Züge von Tafel VI mit Rücksicht auf die Übungen 12a—12d.

Literaturnachweise zu Kapitel IV.

1. I. C. Russell, A geological reconnaissance in southern Oregon. 4th Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, 1882, 435—464.
2. A. Philippson, Zur Morphologie des Rheinischen Schiefergebirges. Verh. XIV. Deutsch. Geographentages, 1903, 193—205. Siehe S. 199.
3. Siehe die Literaturangabe Nr. 14, Kap. III.
4. M. Friederichsen, Beiträge zur Morphologie des zentralen Tiën-Schan. Pet. Mitt. XLIX, 1903, 134—137.
   —, Forschungsreise in den zentralen Tiën-Schan. Zeitschr. Ges. f. Erdk., Berlin 1903, 82—121.
   H. Keidel, Ein Profil durch den nördlichen Teil des zentralen Tian-Schan (Merzbachers Tian-Schan-Expedition). Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-phys. Kl., XXIII, 1906, 89—211. Siehe S. 170.
5. Davis, A journey across Turkestan. Pumpelly's Explorations in Turkestan. Carnegie Inst., Washington 1905, 23—117. Siehe S. 73.
   —, The bearing of physiography on Suess' theories. Amer. Journ. of. Sc. XIX, 1905, 265—273.
6. E. Huntington, A geological and physiographic reconnaissance in central Turkestan. Pumpelly's Explorations in Turkestan. Carnegie Inst., Washington 1905, 157—216. Siehe S. 167.
7. F. Löwl, Die Entstehung der Durchbruchstäler. Pet. Mitt. XXVIII, 1882, 405—416.

8. Davis, The rivers and valleys of Pennsylvania. Nat. Geogr. Mag. I, 1889, 183—253. Wieder abgedruckt in: Geographical Essays. Boston 1910. 413–484.
9. A. Demangeon, Le relief du Limousin. Ann. de Géogr. XIX, 1910, 120—149.
10. M. R. Campbell, Drainage modifications and their interpretation. Journ. of Geol. IV, 1896, 567—581, 657—678.
11. Davis and Wood, The geographic development of northern New Jersey. Proc. Boston Soc. Nat. Hist. XXIV, 1889, 365—423. Siehe S. 416.
12. B. Koto, The cause of the great earthquake in central Japan, 1891. Journ. of the Coll. of Sc. Univ. Japan VI, T. I, 1893, 295—353.
13. A. C. Lawson u. a., The California earthquake of April 18, 1906. Carnegie Inst., Washington 1908.
14. I. C. Russell, Geological history of Lake Lahontan. U. S. Geol. Survey, Monogr. XI, 1885. Siehe S. 274.
15. Davis, Fault scarp in the Lepini mountains, Italy. Bull. Geol. Soc. Amer. XI, 1900, 207—216.
—, Balze per faglia nei Monti Lepini (tradotta di F. M. Pasanisi). Boll. Soc. Geogr. Ital. XII, 1899, 572—586.
16. F. Jaeger, Über Oberflächengestaltung im Odenwald. Forsch. D. Landes- u. Volksk. XV, 1904, 237—289.
F. Hauck, Morphologie des kristallinen Odenwaldes. Verh. d. Naturhist.-Med. Ver. Heidelberg, X, 1909, 233—333.
17. C. King, Geological Exploration of the Fortieth Parallel. Washington 1878, I, 745.
18. G. K. Gilbert, Lake Bonneville. U. S. Geol. Survey, Monogr. I, 1890. Siehe S. 340.
19. G. Louderback, Basin range structure of the Humbuldt region (Nevada). Bull. Geol. Soc. Amer. XV, 1904, 289—346.
Davis, The mountain ranges of the Great basin. Bull. Museum of Comp. Zool. XLII, 1903, 127—177.
—, The Wasatch, Canyon, and House ranges, Utah. Ibid. XLIX. 1905, 13—58. Siehe S. 19.
20. F. L. Ransome, Geology of the Globe copper district, Arizona. U. S. Geol. Survey, Prof. Papers Nr. 12. 1903. Siehe S. 97—106.
21. G. Andersson, Om Mälaretrakternas geografi. Ymer XXIII, 1903, 49—112.
22. C. E. Dutton, Tertiary history of the Grand cañon district. U. S. Geol. Survey, Monogr. II, 1882. Siehe S. 112.
23. Davis, An excursion to the Plateau province of Utah and Arizona. Bull. Museum of Comp. Zool. XLII, 1903, 1—50.
24. E. Huntington and J. W. Goldthwait, The Hurricane fault in south-western Utah. Journ. of Geol. XI, 1903, 46—63.
—, —, The Hurricane fault in the Toquerville district, Utah. Bull. Museum of Comp. Zool. XLII, 1904, 197—259.
25. Davis, The Seine, the Meuse and the Moselle. Nat. Geogr. Mag. VII, 1896, 189—202, 228—238.
—, La Seine, la Meuse et la Moselle. Ann. de Géogr. V, 1895, 25—49.
B. Dietrich, Morphologie des Moselgebietes zwischen Trier und Alf. Verh. d. Naturhist. Ver. f. preuß. Rheinlande, 1910, 84—181.

26. J. W. Powell, Exploration of the Colorado river of the West. Washington 1875. Siehe S. 152.

S. F. Emmons, Geological explorations of the fortieth parallel. Washington 1877, II, 194.

Davis, The rivers of northern New Jersey. Nat. Geogr. Mag. II, 1890, 81—110. Siehe S. 101. Wieder abgedruckt in: Geographical Essays, Boston 1910, 485—513.

27. A. R. Wallace, The ice age and its work. Fortnightly Rev. New Series, LIV, 1893, 616—633, 750—774.

28. G. K. Gilbert, Lake Bonneville. U. S. Geol. Survey, Monogr. I, 1890.

29. Davis, Glacial erosion in North Wales. Quart. Journ. Geol. Soc. LXV, 1909, 281—350.

30. Carte de France 1 : 80 000. Bl. 174, 175. 184, 185.

31. I. C. Russell, Geology and water resources of the Snake river plains of Idaho. U. S. Geol. Survey, Bull. No. 199, 1902.

—, A reconnaissance in southeastern Oregon. Ibid. Water supply papers, No. 4, 1897.

—, Geology and water recourses of Nez Perce county, Idaho. Ibid. Nr. 53, 1901.

32. C. W. Hayes, Physiography of the Nicaragua canal route. Nat. Geogr. Mag. X, 1899, 233—246.

33. B. Willis, Explorations in China. Carnegie Institution. Washington 1907, I, Taf. III, S. 206.

V. KAPITEL

EINFACHE STRUKTUREN

I. KÜSTENEBENEN UND VERWANDTE FORMEN

Eine schmale Küstenebene in West-Schottland. Im folgenden gebe ich zwei Beschreibungen desselben Gebietes, von denen die eine empirisch, die andere erklärend ist. In gewissen Teilen West-Schottlands steigen die massigen Formen des felsigen Hochlands in steilen Hängen (Fig. 91) auf; aber zwischen die Basis des Gebirges, die 7 oder 8 m über dem Meeresspiegel liegt, und die Küstenlinie schiebt sich gewöhnlich eine schmale, sanft geneigte Kies- oder Sandebene von 200 bis 600 m Breite ein, die nur ganz allmählich zum Meere abfällt. So würde der Bericht eines empirischen Geographen lauten. Nun die erklärende

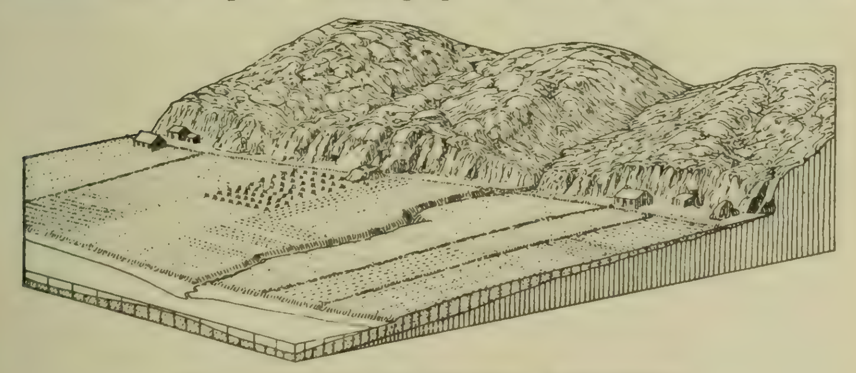


Fig. 91. Die schmale junge Küstenebene West-Schottlands.

Beschreibung: In West-Schottland steigen die vergletscherten Formen des felsigen Hochlands in steilen Hängen auf und bilden das Altland einer schmalen, sehr jungen Küstenebene von 200 bis 600 m Breite, die aus Kies oder Sand aufgebaut, und deren Inlandgrenze in 7 bis 8 m Höhe gelegen ist.

Auf den ersten Blick scheint kein wesentlicher Unterschied zwischen den beiden Berichten vorhanden zu sein; die Hauptverschiedenheit liegt wohl darin, daß der zweite die Bezeich-

nungen: Altland, Küstenebene und jung in technischem Sinne anwendet und ihnen dadurch eine Beziehung zu früher erworbenen Kenntnissen verleiht, vermittelst derer der Beobachter verschiedene Tatsachen mit wenigen Worten auszudrücken und der Leser leicht ein lebendiges Bild zu gewinnen vermag. Aber in dieser Hinsicht gleichen die Bezeichnungen „Altland", „Küstenebene" und „jung" mehreren anderen technischen Bezeichnungen, die beiden Beschreibungen gemeinsam sind: Hochland, Hang, Küstenlinie, Kies, Sand und Meter, und so ist die zunächst in die Augen fallende Verschiedenheit die, daß die eine drei technische Bezeichnungen mehr bringt als die andere. Der wahre Unterschied liegt jedoch tiefer. Der erste Bericht enthält nichts Theoretisches, er ist eine einfache Aufzählung der auf den ersten Blick sichtbaren Tatsachen, wie sie heute vor uns liegen. Der zweite führt durch die Vermittlung jener drei hinzugefügten technischen Bezeichnungen etwas Theorie mit ein, geht dadurch über die Beobachtung hinaus und gestattet Erklärungen zur Unterstützung der Beschreibung. Die führende Bezeichnung ist: Küstenebene. Darunter soll ein Teil eines früheren Meeresbodens verstanden werden, der von geschichteten, marinen Ablagerungen bedeckt ist, die sich aus dem Schutt des benachbarten älteren Landes bildeten und infolge einer relativen Änderung des Niveaus von Land und Meer als niedrige, sanft geneigte Ebene zutage traten. Das ältere Land wird kurz Altland genannt; die niedrigen Meereskliffe und selbst die Hohlkehlen der früheren Küstenlinien sind an seinem Fuß noch sichtbar. Jung bedeutet, daß der ehemalige Meeresboden erst vor so kurzer Zeit bloßgelegt worden ist, daß bis jetzt nur geringe erosive Veränderungen auf ihm stattgefunden haben. Wo große Ströme von den Hochländern herabkommen, wird die Ebene von deren flachen Tälern durchschnitten sein; sehr kleine Bäche können auf der sanft abfallenden Ebene niedrige Schuttkegel aufbauen. Sonst ist die Oberfläche der Ebene eigentlich unverändert: sie ist daher als sehr jung bezeichnet worden. Längs der heutigen Küstenlinie hat das Meer angefangen, die gehobenen Ablagerungen zu zerstören, und an den dem Angriff des Meeres direkt ausgesetzten Küstenstrecken kann auf diese Weise ein beträchtliches Stück der Ebene fortgenommen werden, während in den geschützten Buchten das Einschneiden des Meeres nur unbedeutend ist.

An alles dies müssen wir denken, wenn gesagt wird, daß eine schmale, junge Küstenebene gewisse Teile der unregelmäßigen Westküste des schottischen Hochlands begrenzt, weil alle diese Züge systematisch in Beziehung zu schmalen, jungen Küstenebenen überhaupt stehen. Es ist selbstverständlich, daß die größeren Ströme flache Täler in die Ebene schneiden, es läßt sich gar nichts anderes erwarten; naturgemäß ist die junge Ebene in den stillen Buchten am besten erhalten und an den dem Meere ausgesetzten Stellen in bedeutenderem Maße zerstört.

Nur ein äußerst konservativer Geograph würde in einem so deutlich sprechenden Falle streng an der nicht-erklärenden, empirischen Methode festhalten. Der Reisende muß in der Tat schlecht beobachten und, was er sieht, gering einschätzen, wenn ihm bei einem Besuch dieser schönen Gegend die Hebung, die sie erst vor kurzem erlitten hat, entgeht; und er muß ultrakonservativ sein, wenn er es unterläßt, diese Hebung bei der Beschreibung der jetzigen Formen zu erwähnen. Nimmt er aber für dieses einfache Beispiel eine erklärende Beschreibung an, so könnte er sich vielleicht dazu entschließen, eine entsprechende, erklärende Beschreibung auch auf alle anderen Landformen anzuwenden, soweit sie sich eben überhaupt erklären lassen.

Erst nachdem man die allgemeine Lage und die Beschreibung einer solchen Form wie der schmalen, jungen Küstenebene von West-Schottland vorgeführt hat, sollte man Einzelheiten, wie ihre genauere Stellung und Ausdehnung, ihren Einfluß auf die Bewohner usw. angeben, wobei solche Gegenden, wo die Ebene besonders schön ausgebildet ist, hervorgehoben werden müssen. Dabei mag dann kurz erwähnt werden, daß diese junge Küstenebene in den geschützten Einbuchtungen besser zu sehen ist als in den exponierteren Hervorragungen der Küste, daß sie an zahlreichen Stellen von Oban nordwärts bis zum Loch Linnhe ausgezeichnet entwickelt ist, und daß die Lebensweise der Bewohner der Westküste Schottlands durch sie stark beeinflußt wird. Die felsigen, oft haidebedeckten Hochländer dienen als Weidegründe, sind aber in der Regel zu steil und uneben für Siedelungen, und daher hat man die Dörfer auf der Küstenebene angelegt. Die Straßen längs der Küste finden einen bereits geebneten Weg vor, wenn sie der inneren Grenze der Ebene folgen. Die Bauern bauen ihre Häuser an der Straßenseite, errichten zuweilen Mauern vor den Hohlkehlen der frü-

heren Küstenlinie und gewinnen auf diese Weise Ställe für ihr Vieh. Ihre Felder dehnen sich über die schmale Ebene von der früheren bis zur jetzigen Küstenlinie hin aus; ist der Boden auch grob und sandig, so ist er doch noch der beste, den sie haben. Am unteren Ende des Ackers liegt des Bauers Boot, mit dem er auf den Fischfang geht oder die Bucht zu seinem Geschäft befährt.

Eine Küstenebene im nordöstlichen Italien: Empirische Beschreibung. Im nordöstlichen Italien liegt südlich von Ancona ein Streifen hügeligen Landes (Fig. 92) von sandiger und leh-

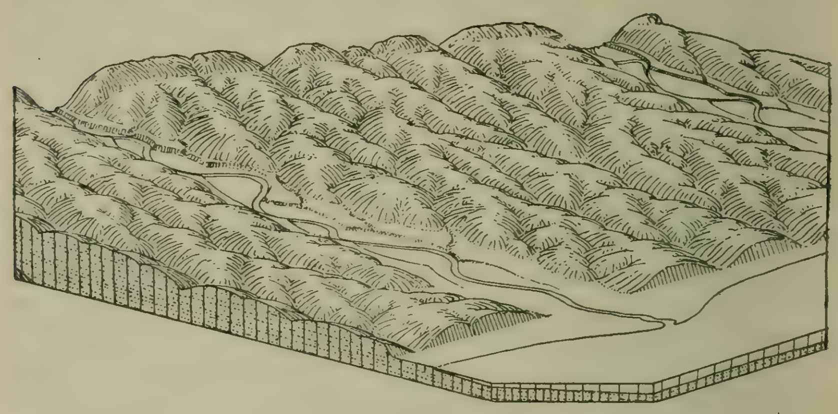


Fig. 92. Die spätreife Küstenebene im nordöstlichen Italien.

miger Beschaffenheit, der sich zwischen den Apenninen und dem Adriatischen Meere ausdehnt. Er ist etwa 20 oder 30 km breit und liegt 200 oder 250 m hoch an seiner Grenze gegen das Innere, wo sich 10 oder 20 km weiter landeinwärts die Berge zu viel größerer Höhe erheben. Die Hügel sind gerundet; die Höhenverhältnisse benachbarter Hügel sind einander ähnlich, aber nicht ganz gleich und werden gegen die Küste zu geringer. Die Abhänge der Hügel sind mäßig geneigt und senken sich gegen die unregelmäßig verzweigten Täler der ruhig dahinfließenden Wasserläufe. Die größten Täler besitzen eine breite Sohle und leiten schmale Flüsse von den Gebirgen ins Meer herab. Die Auen dieser Ströme sind schmäler als ihre Talböden und liegen ein wenig tiefer; aber dieser Höhenunterschied vermindert sich oder verschwindet gegen die Küste zu. Die Hügel endigen alle in einem steilen Abhang von 50 bis 100 m Höhe längs einer Linie, die der Küste parallel geht, und

zwischen dieser Linie und dem langen, geraden Strande dehnt sich ein sandiger Streifen von 200 bis 300 m Breite aus.

Erklärende Beschreibung. Im Nordosten Italiens liegt südlich von Ancona eine gut zerschnittene Küstenebene von ungefähr 20 oder 30 km Breite, die aus unverfestigten Sand- und Tonschichten aufgebaut ist und durch ihre vorherrschend konsequenten Flüsse und deren kurze, insequente Nebenflüsse ein spätreifes Stadium erlangt hat. Die größten sind die verlängerten Flüsse des Altlandes, und diese haben das Greisenalter bereits erreicht. Die Inlandgrenze der zerschnittenen Ebene hat eine Höhe von 200 oder 250 m über dem Meeresspiegel, jenseits steigen bald die höheren Altlandgebirge der Apenninen empor. Die heutige, äußere Begrenzung der zerschnittenen Ebene wird durch eine Reihe von Kliffen gebildet, die 50 bis 100 m Höhe erreichen und vom Meere bereits reif zurückgeschnitten sind. Das Relief der Ebene ist mäßig, die Gliederung ziemlich grob. Infolge einer geringen, erst vor kurzem eingetretenen Hebung, die nach dem Innern hin an Bedeutung zunimmt, haben die neubelebten Hauptflüsse ihre breiten Talböden in Terrassen verwandelt dadurch, daß sie neue reife Talböden unter den früheren ausgegraben haben. Ungefähr gleichzeitig trat das Meer von den reifen Kliffen zurück und ließ eine Strandebene von 200 bis 300 m Breite entstehen, die an den stumpfen Deltas sogar noch etwas breiter ist, als ob die Flüsse in ihrer kurzen, neuen Jugend und Reife etwas mehr Schutt ins Meer getragen hätten als während ihres vorangegangenen Greisenalters, so daß die früher zurückschneidende Tätigkeit des Meeres zeitweise zu einer vorschüttenden werden mußte.

Vergleich der beiden Beschreibungen. Diese beiden Beschreibungen wurden auf Grund eigener Beobachtung während der italienischen Exkursion des Sommers 1908 angefertigt: sie sind von ungefähr gleicher Länge, aber die eine besagt doch weit mehr als die andere. In der zweiten Beschreibung finden wir technische oder erklärende Bezeichnungen, die der ersten fehlen: Küstenebene, spätreif, zerschnitten, Altland, konsequente und insequente Flüsse, verlängerte Flüsse, Greisenalter, Gliederung, Talböden, Terrassen, reife Kliffe, neubelebt, Jugend, Strandebene, zurückschneiden und vorschütten. Die meisten dieser Termini sind bereits erklärt worden und führen uns genügend bekannte Formen vor Auge.

Küstenebene und spätreif sind in erster Linie von Bedeutung; sie geben uns unmittelbar das Bild eines Gebietes, das im allgemeinen von einem höheren Hinterland oder Altland zum Meere abfällt; aber wenn es schon spätreif ist, muß es so gründlich zerschnitten sein, daß die Täler sämtlich weit geöffnet sind und sanft abfallende, ausgeglichene Hänge zeigen, und daß die ursprüngliche Übereinstimmung der Hügelhöhen jetzt gewissermaßen verloren gegangen ist. Man darf annehmen, daß die meisten Flüsse auf geradem Wege nach dem Meere hinfließen werden, weil sie als vorherrschend konsequent beschrieben werden; einige müssen jedoch von dieser Richtung abweichen, weil kurze insequente Nebenflüsse erwähnt sind. Aufschlüsse werden sich in dieser Landschaft nicht finden, erstens, weil die Struktur als unverfestigt bezeichnet ist, und andererseits weil das Stadium der Zerschneidung spätreif sein soll. Aus den gleichen Gründen wird man keine Wasserfälle und Stromschnellen in dem Bereich der Küstenebene erwarten dürfen, obwohl in Anbetracht der Terrasssenbildung in den breiten Talfluren der größten Ströme Schnellen und niedrige Fälle weiter stromaufwärts an den härteren Gesteinen des Altlandes ganz gut vorkommen können. In natürlichem Zusammenhang mit der spätreifen Zerschneidung der Ebene durch normale Verwitterung und Flußerosion steht die gleichmäßige Begrenzung der zerschnittenen Hügel in einer langen Reihe von Kliffen, die durch das Meer bis zu einem reifen Stadium zurückgeschnitten wurden. Aber die Wellen gelangen nicht mehr bis zur Kliffbasis, sie brechen sich vielmehr jetzt bereits an der äußeren Grenze der vorgeschütteten Strandebene, die an der Mündung eines jeden der größeren konseqenten Flüsse in einem stumpfen Delta ausbiegt. Hier denken wir an eine Beziehung zu der Neubelebung der Flüsse durch Hebung und zu der vermehrten Schuttlast, die sie dann dem Meere zuführen müßten; denn es läßt sich kein anderer einleuchtender Grund angeben für den Wechsel der Meerestätigkeit von dem früheren, normalen, reifen Zurückschneiden, das heißt dem gleichmäßigen Zurückschreiten der Kliffe, zur Vorschüttung, das heißt dem gleichmäßigen Vorschreiten der Strandebene. Da jedoch diese Beziehung, wie faßlich sie uns auch scheinen mag, noch nicht streng bewiesen ist, sind vorsichtig die Wörtchen „als ob“ eingefügt, um den Hörer auf die Unsicherheit des Beobachters in diesem Punkte hinzuweisen.

Vielleicht ist es Temperamentssache und nicht eine geographische Notwendigkeit, wenn man Erklärungen fordert, anstatt sich mit einfachen empirischen Beschreibungen zu begnügen. Wie dem auch sein mag, einige Geographen sind bei Gebieten, wie der Adriatischen Küstenebene, mehr befriedigt, wenn sie eine kurze erklärende Beschreibung der allgemeinen Landschaftszüge in ihren genetischen Bezeichnungen erhalten können, bevor sie auf lokale Einzelheiten eingehen; es hilft ihnen sehr, wenn sie nur eine vorläufige Beziehung solcher Züge wie die der terrassierten Haupttäler zu der vorgeschütteten Strandebene entdecken; sie sind dadurch besser imstande, die Tatsachen in ihrem natürlichen Zusammenhang im Gedächtnis zu behalten.

Die lokalen Einzelheiten in erklärenden Beschreibungen. Es ist bereits oben betont worden, daß es gut ist, erst nach der allgemeinen genetischen Beschreibung eines Gebietes seine Ausdehnung näher anzugeben — so z. B., daß die hier betrachtete Küstenebene sich ungefähr 150 km weit in südöstlicher Richtung von Ancona erstreckt —, die individuellen Züge zu erwähnen und die Namen von Flüssen, Ortschaften usw. hinzuzufügen. Führt man diese Punkte früher ein, so wird der Leser ihre Beziehungen nicht erkennen können, er wird kein allgemeines Schema besitzen, in das er die einzelnen Teile einordnen kann. Vor allem sollte man in einleitenden Beschreibungen die Nennung wenig bekannter Flüsse oder Orte vermeiden, denn sie sind schlechte Führer für die Lage der umgebenden Landformen. Weit besser dürfte es sein, wenn man zuerst die Landformen schildert, und zwar in einer Terminologie, die der Leser leicht und exakt erfassen kann, und dann erst die Ortschaften und Flüsse in den Beziehungen ihrer Lage zu den Bergen und Tälern angibt. Wenn jemand in einer Beschreibung Italiens liest, daß sich im Südosten des Vorgebirges von Ancona ein schmaler, niedriger Landstreifen findet, der einen Teil der adriatischen Küste bildet, und auf dem die Eisenbahn und die Straße verlaufen, so wird diese Landschaft nur ganz unbestimmt erfaßt werden können, weil man sich dann viele verschiedene Arten von niedrigem Land vorzustellen vermag. Liest man aber, daß dieser Landstreifen eine Strandebene ist, durch das Meer zwischen die reifen Kliffe einer spätreifen Küstenebene und das heutige geradlinige Gestade vorgeschüttet, so können die wesentlichen Eigenschaften des Gebietes sofort klar erkannt werden

Dann erst, und nicht früher soll man die Breite der Küsten- und Strandebenen an verschiedenen Stellen und die Ortschaften, die auf ihr liegen, angeben.

Oder wenn man liest, daß Loreto, wohin so viele jahraus, jahrein pilgern, um das Haus der heiligen Jungfrau zu sehen, auf dem Gipfel eines Hügels steht, der zu den nordöstlichen Vorbergen des Apennins gehört, wird man ganz im ungewissen darüber sein, um was für eine Landschaft es sich handelt, da es ja so viele Arten von Vorbergen gibt. Wird jedoch zuerst gesagt, daß die nordöstlichen Apenninen von einer spätreifen Küstenebene begrenzt werden, so kann die allgemeine Form der Hügel leicht begriffen werden. Dann mag hinzugefügt werden, daß Loreto auf dem gerundeten Gipfel eines Spornendes zwischen sich verzweigenden konsequenten Tälern sich erhebt, und zwar ungefähr 4 km hinter der reif zurückgeschnittenen Küste.

Die Verteilung und die Beschäftigungen der Bevölkerung an dieser zerschnittenen Küstenebene stehen in engen Beziehungen zu den morphologischen Verhältnissen. Die einzigen Teile der Ebene, die zu steil sind, um einen bequemen Anbau zu gestatten, sind die verlassenen Kliffe — aber selbst diese werden vielfach urbar gemacht — und die seltenen, angeschnittenen Gehänge, wo die größeren Flüsse auf kurze Strecken gegen die Basis einer Talseite fließen. Daher zeigt der größte Teil der Oberfläche jetzt keinen Baumwuchs, und die Bevölkerung treibt vorwiegend Ackerbau. Die Ortschaften liegen an den Flußmündungen, in den größeren Tälern und auf den breiteren Hügeln. Die weiten Talböden der verlängerten Flüsse bieten natürliche Wege ins Innere des Landes, und überall, wo noch unzerschnittenes oder erst wenig zerschnittenes Hügelland an der Mittellinie eines Riedels vorhanden ist, dient es dazu, die Straßen von Dorf zu Dorf und nach dem noch höher gelegenen Altlande zu führen. Aber die Zerschneidung des Hügellandes ist im allgemeinen bereits so weit vorgeschritten, daß die Hügelstraßen häufig auf- und niedersteigen müssen, um die Dörfer zu verbinden.

Eines der wichtigsten Elemente der Gegend ist die Strandebene. Hier laufen, wie schon erwähnt, die Hauptlandstraße und die Eisenbahn auf einer von der Natur nivellierten Oberfläche an der Basis der verlassenen Meereskliffe und liefern eine einfache, longitudinale Verbindung, die vor der leichten Hebung des Inlandgebietes, welche die Terrassen der Täler und die Vor-

schüttung des Strandes geschaffen zu haben scheint, nur schwer herzustellen gewesen wäre. Die Dörfer am Meere sind auf der Strandebene erbaut; aber sie haben keine Häfen, kleine Einlässe ausgenommen, welche die seichten Flußmündungen bilden und die durch den längs der Küste wandernden Sand noch dazu dauernd der Versandung ausgesetzt sind. Daher werden die Fischerboote und Küstenhandelsschiffe bei stürmischem Wetter meist einfach den Strand hinaufgeschafft; es ist durchaus nicht ungewöhnlich, daß man Ochsen am Ufer darauf warten sieht, ihr Teil zu der maritimen Industrie dadurch beizutragen, daß sie die Boote auf den Strand hinaufziehen, wenn die Fischer nach ihrer Tagesarbeit heimwärts gesegelt sind.

Allgemeine Züge der Küstenebenen. Ehe wir auf ein drittes Beispiel eingehen, wollen wir einige allgemeine Züge der Küstenebenen, mit Rücksicht auf ihre systematische Behandlung durch die Methode von Struktur, Vorgang und Stadium, betrachten. Sie bestehen also im wesentlichen aus Meeresablagerungen, die von irgendeinem benachbarten Lande — dem Altland — herrühren, und auf einem vorher vorhandenen Meeresboden abgelagert wurden, der gewöhnlich die unterseeische Fortsetzung des Altlandes darstellt. Durch eine Veränderung in der Lage zur Erosionsbasis, die wir Hebung nennen, tritt ein Teil der Meeresablagerungen zutage und gelangt dadurch gleichzeitig in den durch die Hebung eingeführten neuen Erosionszyklus.

Die Form der Uroberfläche wird hauptsächlich durch die der präexistierenden Unterlage, die Tätigkeit der Meereswellen und Strömungen und die Mächtigkeit der angehäuften Ablagerungen bedingt sein. Je mächtiger die Ablagerungen und je kräftiger die Bewegungen des Meeres, um so vollständiger werden etwa vorhandene Unebenheiten in der Grundlage verdeckt. Die Mächtigkeit und Zusammensetzung der Ablagerungen wird in der Hauptsache von der Form, Ausdehnung, Zusammensetzung und dem Klima des Altlandes, daneben von der Dauer ihrer Anhäufungsperiode abhängen. Solche Deltas, wie sie sich vor der Hebung an den Küstenstrichen bildeten, können mit den feineren Ablagerungen in Verbindung gebracht werden, die in größerer Entfernung von der Küste über den Meeresboden ausgebreitet werden. Die Breite der zutage tretenden Ebene wird durch die Neigung des Meeresbodens und das Ausmaß der Hebung, die Grenze der jungen Ebene gegen das Inland durch die

ursprüngliche Form des Altlandes und durch die Einwirkung des Meeres während der Anhäufung der Schichten der Küstenebene bestimmt sein. Die Form der neuen Küstenlinie endlich ist abhängig von der des gehobenen Meeresbodens, die dieser dort besitzt, wo der Meeresspiegel auf sie zu liegen kommt.

Wir wissen bereits, daß jedes Element einer Küstenebene in irgendeinem Stadium des Erosionszyklus eine Folge seiner Urform ist. Jetzt sehen wir, daß jedes Element der Urform der Küstenebene in ähnlicher Weise auf frühere Zustände folgt. Insoweit diese zum Verständnis der heute bestehenden Formen beitragen, werden wir sie auch in unsere geographischen Beschreibungen mit aufnehmen. Zwischen Vergangenheit und Gegenwart ist keine Lücke vorhanden, und die Forschung nach vergangenen Zuständen wird notwendig sein, wenn wir bei unserer Beobachtung der bestehenden Formen so gründlich und in unseren Beschreibungen so exakt sein wollen, wie es nur irgend möglich ist.

Sowohl die Beobachtung wie auch die Beschreibung bestehender Formen wird besser im Anschluß an eine systematische Betrachtung geschehen. Wir wollen daher eine Liste derjenigen Züge aufstellen, die als wesentliche Elemente einer Küstenebene zur Zeit ihrer Hebung gelten können, und bei jedem dieser Charakterzüge die Reihenfolge der verschiedenen Werte, die er durchlaufen kann, uns klar machen. Auf diese Weise erhalten wir:

Das Altland: Ein hohes, *A*, (Fig. 93) oder niedriges, *B*, breites oder schmales Gebiet, mit einfachem, *C*, *J*, oder unregelmäßig gestalteten äußerem Rande, *D*, *M*, durch große oder kleine, junge oder alte Flüsse entwässert, wenig, *C*, *M*, oder stark, *E*, *J*, durch das Meer abradiert, und darum mehr oder weniger feinen oder groben Landschutt liefernd.

Die Unterlage oder unterseeische Fortsetzung des Altlandes, glatt, *F*, *K*, oder uneben, *G*, seicht oder tief, von starken oder schwachen Wellen und Strömungen gefegt.

Die geringere oder größere Dauer der Akkumulationsperiode und die davon abhängige geringere oder bedeutendere Menge von Sedimenten, die vom Altland heruntergewaschen und mehr oder weniger eben auf dem Meeresboden zur Ablagerung gebracht werden.

Die größere oder geringere Stabilität der Landmasse wäh-

rend dieser Periode; daraus sich ergebend: die größere oder geringere Bestimmtheit der Küstenlinie, die nach Eintritt der Hebung zur Inlandgrenze der Küstenebene wird.

Die Verbindung aller dieser Faktoren, die für die Zusammensetzung und Gleichartigkeit der Ablagerungen des Meeresbodens und die Form der obersten Schicht, welche zur Oberfläche der jungen Ebene, *H*, *O*, wird, wenn eine Hebung einsetzt, bestimmend sind.

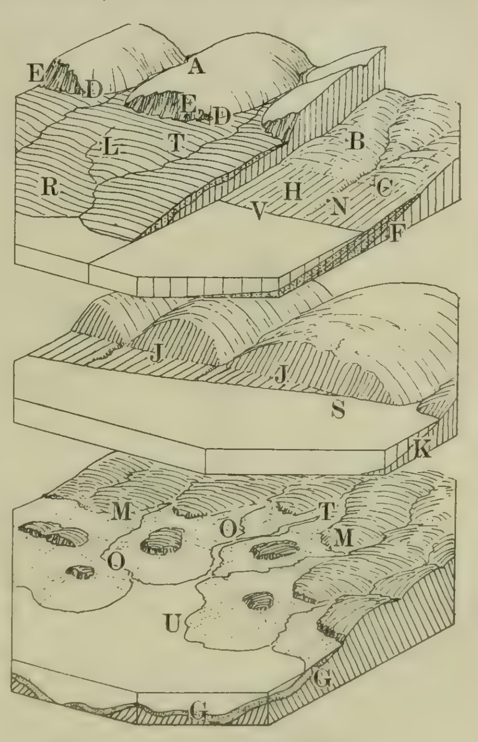


Fig. 93. Verschiedene junge Küstenebenen.

Der Betrag der Hebung, welcher die Ablagerungen des Meeresbodens als Küstenebene bloßlegt, und ihre verschiedenen Werte längs der Küste; daraus sich ergebend: die größere, *R*, oder geringere, *H*, Breite und Länge der Ebene, der einfache, *V*, oder unregelmäßige, *U*, Umriß der neuen Küstenlinie und die Art, *S*, wie die Ebene in jeder Richtung endigt.

Die Geschwindigkeit der Hebung; daraus sich ergebend: der verschiedene Grad der Zerschneidung während der Hebung.

Die Anordnung der konsequenten Urflüsse. Die größeren, *T*, haben ihren Ursprung im Altland, die kleineren, *L*, in der Ebene selbst, aber alle verfolgen entweder einen direkten, *N*, oder unregelmäßigen, *O*, konsequenten Lauf, je nach der Einfachheit oder Unregelmäßigkeit der Neigung der Uroberfläche; daraus sich ergebend: die Art der Weiterentwicklung in dem neuen Zyklus normaler Erosion.

Die Einwirkung der Wellen und Strömungen auf die neue Küstenlinie; daraus sich ergebend: die Art der Weiterentwicklung in dem neuen Zyklus mariner Erosion.

Die Dauer des Stillstandes nach der Hebung; daraus sich ergebend: der größere oder geringere, normale, ununterbrochene

Fortschritt in dem neuen Erosionszyklus mit entsprechender Formenentwicklung, die von der Struktur, den Vorgängen und dem Stadium abhängig ist.

Wert der systematischen, erklärenden Methode bei Forschungsreisen. Wird nicht ein Reisender, der an eine Küstenebene gelangte und alle diese eben erwähnten Züge im Gedächtnis hätte, einen viel besseren Gebrauch von seiner Zeit machen und uns schließlich eine weit bessere Beschreibung des Gebietes geben können, als wenn er sich damit begnügte, nur das zu beschreiben, was er zufällig sieht, ohne Rücksicht auf die Bedeutung oder den Ursprung der Tatsachen und ohne Feststellung der Verwandtschaft, die diese mit gleichen Tatsachen in anderen Gegenden der Welt haben könnten? Würde der denkende Reisende, wenn ihm klar wird, daß er eine Küstenebene vor sich hat, nicht versuchen, gleichzeitig etwas von deren Inlandgrenze, an der die frühere Küstenlinie entlang lief, zu sehen; von der allmählichen Abnahme der Höhe und des Reliefs bis zu dem äußeren Rande, wo die neue Küstenlinie in der Entwicklung begriffen ist; von der Ausdehnung der Ebene in der Längsrichtung und der Art, wie sie an ihren Enden verläuft; von der Uroberfläche, insoweit sie noch nicht durch die Erosion zerstört worden ist; von der Struktur der Ebene, wie sie in den Talgehängen zutage tritt; von der Anordnung der konsequenten Flüsse und ihrer mehr oder weniger insequenten Nebenflüsse, welche die Ebene durchziehen; von dem Stadium, das die Erosion in der Ebene erreicht hat; von den zu erwartenden Formveränderungen, die die Täler zeigen würden, wenn sie von den widerstandsfähigeren Gesteinen des Altlandes in die weicheren Schichten der Ebene gelangen usw. usw., je nach der Art des Schemas, das er für Küstenebenen besitzt? Ist es nicht sehr wahrscheinlich, daß vor allem der Mangel eines verständlichen und systematischen Schemas daran schuld ist, daß wir so wenig befriedigende Nachrichten über Küstenebenen aus den verschiedenen Teilen der Welt haben? Solche Ebenen zeigen allerdings wenig Malerisches und Reizvolles; in der heißen Zone können sie so reich an Miasmen sein, daß die Reisenden auf ihrem Wege zu den abwechslungsreicheren Szenerien des Altlandes sie eilig durchqueren. Aber selbst dann würden wir besser unterrichtet sein, wenn der Reisende die wenigen Beobachtungen, die er machen könnte, unter Zuhilfenahme eines derartigen Schemas anstellte;

er könnte ja ausdrücklich darauf hinweisen, daß er wegen Zeitmangels nicht imstande gewesen sei, gewisse Züge näher zu bestimmen, deren Vorhandensein aus den beobachteten Tatsachen sich erwarten ließe.

Andere Küstenebenen. Betrachten wir zum Beispiel die Küstenebene, die sich im Südosten Indiens ausbreitet. Ihr Vorhandensein tritt auf den Karten ziemlich klar hervor; ihre Struktur und ihre Formen sind in den Veröffentlichungen der geologischen Landesuntersuchung Indiens kurz beschrieben, aber ich habe nirgends eine gründliche Beschreibung ihrer physischen Züge gefunden, und noch weniger etwas über den Einfluß, den diese auf die Verteilung und Beschäftigung der Bewohner ausüben. Ist ihre Inlandgrenze einfach oder unregelmäßig? Erhebt sich an ihr das Altland mit sanftem oder steilem Abfall? Welchen Anteil an der Oberfläche haben die Deltas der Periode vor der Hebung und welchen die früheren Meeresablagerungen? Bis zu welcher Tiefe sind die neuen Täler eingeschnitten? Ist vielleicht der innere Teil der Ebene ein Tiefland oder eine Peneplain normaler Erosion, oder eine durch marine Abrasion geschaffene, gehobene Ebene und nicht ein freigelegter, geschichteter Meeresboden? Welches Stadium der Zerschneidung haben die Haupttäler und die Seitentäler erreicht? Welches ist die Art, welches das Stadium der Küstenentwicklung? Eine solche Beschreibung dieser Ebene unter Berücksichtigung einer verständlichen Methode für die Behandlung von Küstenebenen im allgemeinen wäre von großem Interesse.

In gleicher Weise ist die Küstenebene Mexikos von Hunderten von Reisenden durchquert worden, aber wo finden wir einen klaren Bericht über sie? Sie ist flach, einförmig, reizlos, ein ungesundes Gebiet, wo Sommer für Sommer Fieber herrschen. Und doch verdient sie eine kritische Beschreibung, denn sie bildet einen charakteristischen Teil jenes hochinteressanten Landes. Teilweise scheint sie von vulkanischen Aschen- und Schlammmassen überdeckt zu sein und stellt daher keine normale Küstenebene rein marinen Ursprungs dar. Bis jetzt hat uns aber noch niemand gesagt, bis zu welchem Grade vulkanischer Schlamm an ihrem Aufbau beteiligt ist. Ihre Inlandgrenze an der Basis des gebirgigen Altlandes ist gewiß scharf bestimmt, wie ich auf der Eisenbahnfahrt von Vera Cruz nach der Stadt Mexico deutlich gesehen habe: aber wir wissen wenig über die Art und Weise, wie die anderen Teile der Ebene in das Gebirgsland

übergehen. In der Nähe von Vera Cruz ist der äußere Rand mit Sand- und Korallenriffen und sumpfigen Lagunen besetzt, aber eine gute Beschreibung der heutigen Küste im ganzen besitzen wir nicht. Der Atoyac, ein Fluß, der aus dem Gebirge in der Nähe der Eisenbahn herauskommt, schießt in Kaskaden herab, wo er von den widerstandsfähigeren Gesteinen des Altlandes auf die weicheren, hier augenscheinlich aus vulkanischem Schlamm bestehenden Schichten der Ebene auftrifft; wir wissen jedoch nicht, ob dieser Zug, wie man es erwarten könnte, sich auch anderswo wiederholt. Nach seinem Austritt aus dem äußersten Rücken des Altlandes, das er in einer engen, an Wasserfällen reichen Schlucht durchzogen hat, folgt der Fluß einem frühreifen oder reifen, unregelmäßig gewundenen Tal von etwa 100 m Tiefe im inneren Teil der Ebene; aber welches Maß des Reliefs und welcher Zerschneidungsgrad anderswo herrschen, habe ich nicht in Erfahrung bringen können. Hier liegen noch reiche Felder für die wissenschaftliche Forschung in diesen wohlbekannten und so häufig besuchten Gegenden Indiens und Mexikos vor.

Die Fall-Linie. Die Wasserfälle, die dort liegen, wo der soeben aus Mexiko erwähnte Fluß von den härteren Gesteinen des Altlandes auf die weicheren der Ebene gelangt, darf man im allgemeinen in Küstenebenen erwarten, die ein noch nicht allzu weit vorgeschrittenes Entwicklungsstadium erreicht haben. Wenn das Altland aus harten Schichten besteht, müssen alle verlängerten konsequenten Flüsse in ihren jüngeren Erosionsstadien (Fig. 94, links) ein steileres Gefälle mit Fällen oder Strom-

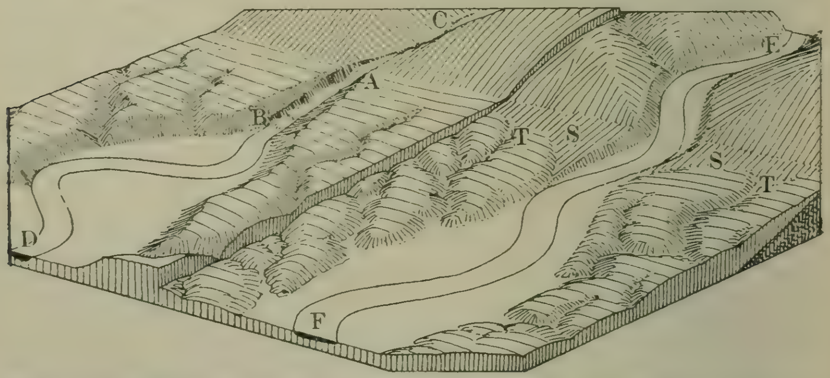


Fig. 94. Der Übergang eines verlängerten Flusses vom Altland in eine Küstenebene: links, mit Fällen; rechts, mit ausgeglichenem Lauf.

schnellen in einer engen Schlucht, *AB*, dort besitzen, wo an dem inneren Rande der Ebene der Fluß sein junges Tal durch die dünnen und weichen Deckschichten in die härtere Grundlage eingeschnitten hat. Weiter unterhalb ist bereits ein ausgeglichener Lauf, *BD*, in der Ebene entstanden, während oberhalb in dem Altland der Fluß den reifen Talboden, *CA*, des früheren Erosionszyklus ein wenig einschneidet. Wir werden infolgedessen in den beiden Stücken, *AB* und *BD*, einen Unterschied in der Breite des neuen Tales erwarten müssen, wie auch ein verschiedenes Gefälle in denselben beiden Teilen eines jungen verlängerten Flusses. In einem späteren Erosionsstadium (Fig. 94, rechts) wird jedoch das Tal, *EF*, mit Rücksicht auf die neue Erosionsbasis auf den härteren wie den weicheren Schichten ausgeglichen, und alle Wasserfälle und Schnellen werden daher verschwunden sein. Wenn nun eine Küstenebene in irgendeinem Entwicklungsstadium von neuem gehoben wird, so werden auch an den verlängerten konsequenten Flüssen die Fälle und Stromschnellen sofort wieder sich ausbilden, nur diesmal etwas weiter stromabwärts als vorher. Es geht daraus hervor, daß eine Feststellung des Entwicklungsstadiums dieser verschiedenen Kleinformen den Wert der Beschreibung einer Küstenebene bedeutend erhöhen wird.

Wasserfälle dieser Art werden einen bedeutenden Einfluß auf die Verteilung der Bevölkerung ausüben. Sie werden das Ende der Flußschiffahrt bezeichnen und außerdem einem mit Rücksicht auf die verschiedenartigen Gebiete zu beiden Seiten günstig gelegenen Punkt Wasserkräfte liefern, so daß in der Nähe der Fälle gute Bedingungen für die Anlage von Ortschaften gegeben sind. Eine Linie, die die Fälle der einzelnen Flüsse miteinander verbindet, wird man als Fall-Linie bezeichnen können: sie wird bei einer einzyklischen Entwicklung an der inneren Grenze der Ebene liegen.

Der freigelegte Streifen. Während der fortschreitenden Zerschneidung einer Küstenebene werden der dünne, innere Rand der sie zusammensetzenden Schichten abgetragen und die widerstandsfähigeren Gesteine der Grundlage, die unterlagernde Verlängerung des Altlandes, freigelegt werden, *SS* (Fig. 94). Das auf diese Weise aufgedeckte Gebiet soll der freigelegte Streifen genannt werden. Er kann während der Reifezeit einer Küstenebene und noch mehr in ihrem Greisenalter, wenn sie bereits

zu einer Peneplain geworden ist, eine bedeutende Breite erlangen. Seine Oberfläche wird, wenn er eben bloßgelegt worden ist, gewöhnlich eine geringere Zerschneidung zeigen als die des umgebenden Altlandes, da sie während der Ablagerung und Freilegung der Schichten der Küstenebene gegen die Erosion geschützt war. Außerdem wird für sie das Vorkommen epigenetischer Flüsse, *TT*, kennzeichnend sein, d. h. Flüsse, deren Lauf ursprünglich konsequent auf der Abdachung der Ebene war, aber dann in die verschiedenen Strukturen der Grundlage eingesenkt wurde, auf die sie keinerlei Rücksicht nehmen. Derartige Flüsse sind auf der linken Seite der Fig. 97 dargestellt.

Andere Beispiele aus Italien. Die spätreife Küstenebene, die den nordöstlichen Abhang der Appenninen am Adriatischen Meere begrenzt, haben wir vorhin beschrieben. Ihre Grenzen nach innen sowohl als nach außen verlaufen im großen und ganzen einander parallel, weswegen sie für elementare Studien recht geeignet erscheint. Durchqueren wir nun von hier aus die klassische Halbinsel, so finden wir am Tyrrhenischen Meere eine Küstenebene von etwas komplizierterer Art, weil hier die Inlandgrenze gegen das Altland sehr unregelmäßig ist. In der Nähe von Pisa erhebt sich ein herrliches Gebirge kühn aus der Ebene, wie eine Insel aus dem Meere, und weiter im Süden stehen losgelöste Teile des Altlandes in so großer Entfernung von der Hauptmasse, daß sie felsige Vorsprünge an der heutigen Küstenlinie bilden. Trotzdem ist die allgemeine Neigung der ununterbrochenen Teile dieser reif zerschnittenen Küstenebene gegen die Küste hin gerichtet, und die breiten Talfluren, welche die größeren verlängerten Flüsse, wie der Arno, ausgearbeitet haben, sind ebenfalls leicht zu erkennende, charakteristische Züge. Die Feststellung der Ausdehnung dieser Ebene und der Anordnung der ihr eigentümlichen Elemente würde ein ausgezeichnetes Studienfeld für einen jungen Geographen bilden, dem eine Reise nach Indien oder Mexiko vielleicht nicht möglich ist.

In einer früheren Vorlesung erwähnte ich auch den zerschnittenen apenninischen Vorlandstreifen in Norditalien, in den der Lamone sein Tal eingeschnitten hat. Das Vorland fällt hier zu der breiten, fluviatilen Ebene ab, kann jedoch trotzdem ganz gut zu den Küstenebenen gezählt werden, da es nur eine nordwestliche Fortsetzung der typischen, spätreif zerschnittenen Küstenebene ist, die das Adriatische Meer weiter im Südosten

begrenzt. Der verlängerte, konsequente Lamone hatte ein spätreifes Entwicklungsstadium erreicht, als er durch eine mäßige Hebung wiederbelebt wurde, und in dem neuen Zyklus hat dann der Fluß ein neues frühreifes Tal in den Boden des spätreifen hineingesägt. Die äußere Begrenzung dieses Teiles der Küstenebene gegen die Poebene ist ziemlich unregelmäßig, und zwar augenscheinlich deshalb, weil hier die Meeresbrandung nicht vorhanden gewesen ist, die das zerschnittene Hügelland gleichmäßig hätte zurückschneiden können.

Die Küstenebene der östlichen Vereinigten Staaten. Betrachten wir nun einen Fall, der in einer Hinsicht dieser italienischen Küstenebene gleicht, in anderer jedoch wieder von ihr abweicht, nämlich die Küstenebene der östlichen Vereinigten Staaten in Maryland, Virginia und Nord-Carolina. Diese gelangte in einem früheren Zyklus bis zu einem Stadium recht fortgeschrittener Reife mit mäßigem Relief und ziemlich grober Gliederung, mit offenen, konsequenten Haupttälern und vielen, sich wiederholt verzweigenden, insequenten Nebentälern; hierin entspricht sie also der italienischen Küstenebene, wenn auch das amerikanische Beispiel von viel größeren Dimensionen ist. Aber statt dann ein wenig gehoben



Fig. 95. Eine reif zerschnittene, vor kurzem halb untergetauchte Küstenebene.

zu werden, wurde sie etwas gesenkt (Fig. 95), so daß ihre spätreifen Talböden untertauchten und in lange, sich stark verästelnde Buchten verwandelt wurden, die zum Teil landeinwärts bis an die Grenze des Altlandes heranreichen, während zwischen den Buchten sich lange, vielfach zerschnittene Landarme von sehr unregelmäßiger Küstenlinie erstrecken. Die Zeit seit der Senkung ist lang genug gewesen, um den Flüssen die Bildung

kleiner sumpfiger Deltas in den Nebenbuchten zu gestatten und die Wellen niedrige Kliffe an den hervorragenden Teilen der Landarme einschneiden zu lassen. Dieses Beispiel zeigt allerdings manche untergeordnete Verwicklungen, von denen einige noch nicht in für alle Beobachter befriedigender Weise erklärt worden sind, aber in jedem Falle bietet es doch eine recht gute Illustration für die Folgen eines nicht durch Hebung, sondern durch Senkung unterbrochenen reif vorgeschrittenen Zyklus.

Ein Beispiel verwickelterer Art. Wir wollen die der Wirklichkeit entnommenen Fälle nun eine Zeitlang beiseite lassen und die zu erwartenden Züge einer Küstenebene ableiten, die nach Struktur, Geschichte und Form viel verwickelter als eine der soeben dargestellten Ebenen sein soll.

Denken wir uns zuerst eine breite, junge Küstenebene, *AB* (Fig. 96), mit einem im Nordwesten liegenden Altland, das drei breite und niedrige Vorsprünge und zwei dazwischenliegende Einbuchtungen — in Fig. 96 nicht dargestellt — besitzt. Die Ebene, die auf einer unregelmäßigen Grundlage ruht und deren

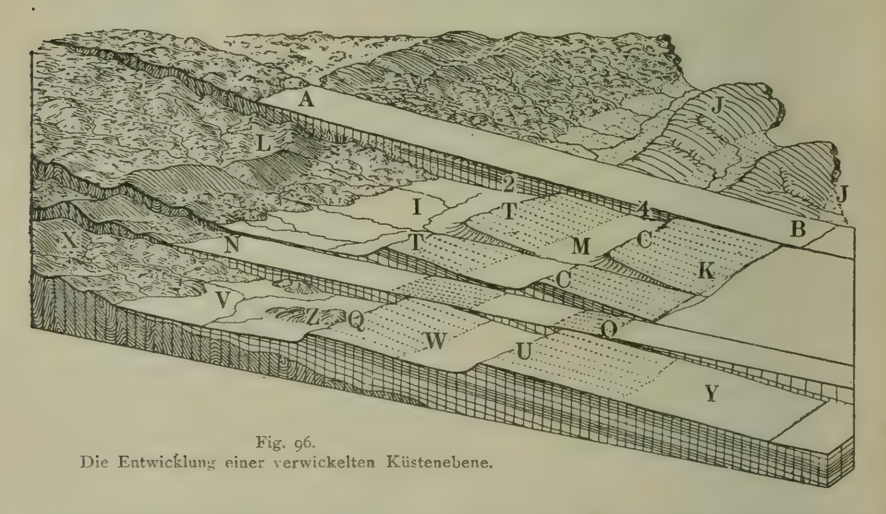


Fig. 96.
Die Entwicklung einer verwickelten Küstenebene.

Hügel und Rücken überdeckt, besteht aus einer mächtigen Schichtenfolge, die sanft nach Südosten einfällt. Die Schichten umfassen zwei widerstandsfähige Glieder, 2 und 4, unter und zwischen denen andere, 1 und 3, von geringerer Widerstandsfähigkeit liegen. Lassen Sie nun die gehobene Küstenebene einen Zyklus normaler Erosion durchlaufen, so daß sie endlich zu einem Tiefland oder einer Peneplain, *NO*, erniedrigt wird; dann wird gleich-

zeitig das Altland, das aus härteren Gesteinen als die Ebene aufgebaut ist, bis zur Reife vorgeschritten und ein breiter bloßgelegter Streifen der Grundlage entwickelt und zerschnitten sein.

Der Wechsel weicher und harter Glieder in der Schichtenfolge wird während eines mittleren Stadiums des Zyklus, wie es die Teilfigur, *IK*, darstellt, die Entstehung zweier subsequenter Tieflandstreifen bedingen müssen, eines inneren, *I*, und eines mittleren, *M*, die an den weicheren Schichten ausgebildet und daher durch subsequente Nebenflüsse der beharrenden konsequenten Hauptflüsse entwässert werden; und diese Tiefländer werden von zwei höheren Streifen, *T*, *C*, begleitet werden, die sich an den härteren Schichten entwickeln. Diese müssen nach innen zu einen steileren Abfall zeigen, wo die allmählich hinschwindenden Aufschlüsse der härteren Schichten durch die rasch vorschreitende Verwitterung der darunterliegenden weicheren untergraben werden. Gegen das Meer hin müssen diese Streifen jedoch eine sanftere Abdachung aufweisen, an der die Oberfläche der widerstandsfähigen Schicht durch die Abtragung der darüberliegenden weicheren zutage tritt. Ein derartiges Gebiet mit zonenförmigem Wechsel von Hoch- und Tiefland muß außer der Persistenz der größeren konsequenten Hauptflüsse und der Entwicklung longitudinaler subsequenter Nebenflüsse noch gewisse andere Eigenheiten der Entwässerung zeigen. Die Oberläufe zahlreicher kleinerer, konsequenter Flüsse müssen dort, wo sie von dem Altland in das innere Tiefland gelangen, durch subsequente Nebenflüsse abgelenkt worden sein, wie das in sehr schematischer Form in der Teilfigur, *LI*, dargestellt ist. Dazwischen liegende Teile dieser Flüsse, die jetzt den sanften äußeren Abhang des inneren, höheren Streifens, *T*, herabfließen, müssen in ähnlicher Weise durch die subsequenten Nebenflüsse des mittleren Tieflandes eine Ablenkung erfahren haben. Nur die enthaupteten Unterläufe der kleinen konsequenten Flüsse an der äußeren Abdachung, *K*, behalten ihren ursprünglichen, direkten Lauf zum Meere bei. Außerdem werden an den steileren Hängen der höheren Streifen kurze Bäche dem nächsten subsequenten Flusse zuströmen, und da diese eine Richtung einschlagen, die der Richtung der konsequenten Flüsse gerade entgegengesetzt ist, wollen wir sie **obsequent** nennen.

Es ist klar, daß eine in der hier beschriebenen Weise zerschnittene Küstenebene eine ganz andere Anordnung des Reliefs

und der Entwässerung besitzen wird wie eine Küstenebene von einfacher Struktur, etwa wie die von Fig. 92, wo Flüsse und Relief im großen und ganzen die Ebene queren. Wegen des Vorwaltens longitudinaler Formen können wir jene als zonar gegliederte Küstenebenen bezeichnen.

Stufen und Cuestas. Wir wollen nun für einen Augenblick uns von der Betrachtung der verwickelten Küstenebenen abwenden und etwas ausführlicher die Formen eines höheren, longitudinal verlaufenden Streifens ins Auge fassen, der während eines mittleren Erosionsstadiums einer Küstenebene entstehen muß, in deren Schichtenfolge ein härteres Glied über einem weichen liegt. Nebenbei sei bemerkt, daß der Ausdruck „mittleres Stadium" statt Reife hier deswegen gewählt ist, weil bei einer Küstenebene, die teils aus weichen, teils aus harten Gesteinen zusammengesetzt ist, die weichen bereits bis zum alten Stadium abgetragen sein können, während die härteren noch ein reifes Relief bewahren.

Derartige Formen werden häufig Stufen genannt. Da man aber mit Stufen auch die bei der Erosion harter und weicher, horizontaler Schichten auftretenden Bänke (z. B. *HH* im Hintergrund von Fig. 97) bezeichnet, so ist es wünschenswert, einen

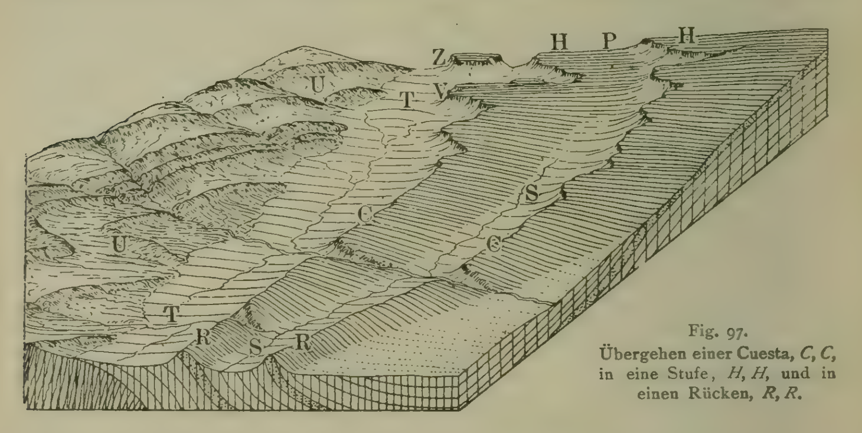


Fig. 97.
Übergehen einer Cuesta, *C, C*, in eine Stufe, *H, H*, und in einen Rücken, *R, R*.

anderen Ausdruck zu haben, den man für die Streifen verwenden kann, die durch die widerstandsfähigen Schichten bei sanft geneigter Struktur hervorgerufen werden und durch unsymmetrische Hänge ausgezeichnet sind, wie *CC*. Für solche Formen gebrauchten einige Autoren eine Zeitlang das spanische Wort „Cuesta", das durch Hill[1] in die geographische Literatur einge-

führt worden ist, der es in den südwestlichen Vereinigten Staaten kennen gelernt hatte. Allein das Wort „Cuesta" bedeutet im Spanischen einen Hügel jedweder Form, und daher dürfte man es anscheinend nicht als wissenschaftlichen Terminus für eine ganz genau definierte Form verwenden, aber das gleiche gilt z. B. auch von dem Wort Ria, das von v. Richthofen zur Bezeichnung solcher Meeresbuchten gewählt wurde, die durch Untertauchen einer zerschnittenen Landmasse entstanden sind, wie es an den galizischen Küsten der Fall ist, obwohl, wie Penck sehr richtig bemerkt hat, Ria im spanischen eine offene Flußmündung ganz im allgemeinen bedeutet.[1a] Trotzdem hat das Wort Ria sich eingebürgert, und daher können wir auch mit demselben Recht unter Cuestas jene unsymmetrischen Rücken verstehen, von denen hier die Rede ist.

Cuestas sind also jene Längsformen, die in einem mittleren Erosionsstadium auf einer sanft geneigten Schichtmasse ausgebildet werden, in der weiche Schichtglieder unter härteren lagern. Die Längserstreckung einer Cuesta ist bestimmt durch das Auftreten des sie bedingenden, harten Cuestabildners. Ihre spezielle Form hängt teils von dem Gegensatz zwischen den harten und weichen Bildungen ab, teils jedoch auch von dem erreichten Erosionsstadium. Denn in einem jugendlichen Stadium wird eine Cuesta nur sehr unvollkommen entwickelt sein, da dann der Cuestabildner noch nicht die lineare Form angenommen hat; in spätreifem Stadium kann sie von so zahlreichen, kleinen konsequenten und obsequenten Flüssen zerschnitten sein, daß ihr früherer Zusammenhang stark gestört ist, und im Alter wird sie bereits gänzlich vernichtet sein, so daß sie sich von den benachbarten Tiefländern mehr durch ihre Bodenbedeckung als durch ihre Form unterscheidet.

Der Abfall einer reifen Cuesta wird eine relativ einfache Gestalt zeigen, nur leicht durch obsequente Nischen ausgezackt sein, wenn das Fallen des Cuestabildners sanft ist und etwa 5° bis 10° beträgt, *CC* (Fig. 97). Ist dessen Neigung geringer, so wird die Front der Cuesta unregelmäßiger sein, und wenn der Cuestabildner gar horizontal lagert, also eine Stufe bildet, so wird sie einen völlig unregelmäßig gestalteten Rand und auch keine bestimmte Richtung aufweisen, *HH*. Wenn dagegen die Neigung der cuestabildenden Schicht stärker ist als in dem zuerst genannten Falle, dann wird die Cuesta selbst schmäler und

ihre beiden Abdachungen werden ungefähr gleichmäßig geformt sein, so daß sie die Gestalt eines Rückens annimmt (*RR* im Vordergrund der Fig. 97). Das Durchbruchstal eines konsequenten Flusses, der eine Cuesta durchzieht, hat eine ganz bestimmte Form: es ist tiefer und weiter in der Nähe des steileren obsequenten Abfalles als dort, wo der Fluß die widerstandsfähigen, cuestabildenden Schichten verläßt. Nach dieser Abschweifung kehren wir wieder zur Betrachtung unserer verwickelten Küstenebene zurück.

Zweiter Zyklus einer zonar gegliederten Küstenebene. Setzen wir jetzt den Fall, daß eine allgemeine Hebung des Gebietes stattfindet, und daß die Breite der alten abgetragenen Ebene, *NO* (Fig. 96), dadurch vergrößert wird, daß eine neue, junge Ebene an ihrem Rande hinzugefügt wird; dann nehmen wir noch an, daß in dem neu eingeführten Zyklus, der in der Teilfigur *VY* dargestellt ist, die weicheren Partien abermals zu Tiefländern, *V*, *W*, abgetragen werden, während die widerstandsfähigen Schichten wieder als Cuestas, wenn auch etwas mehr nach Südosten zurückgewichen, überleben. Wir werden dann drei Tiefländer, ein inneres, *V*, mittleres, *W*, und äußeres, *Y*, vor uns haben, die durch zwei Cuestas, *Q*, *U*, voneinander getrennt sind. Ein früher verdeckter Rücken der Grundlage, *Z*, kann jetzt bloßgelegt werden, und wird dann offenbar in keiner systematischen Beziehung zu den Zügen der Küstenebene stehen können.

Die Entwickelung subsequenter Flüsse wird in diesem Zyklus weiter fortgeführt werden als zuvor; eine größere Anzahl konsequenter Flüsse wird enthauptet werden, und das Wasser ihrer Oberläufe wird durch die subsequenten den konsequenten Hauptflüssen, und durch deren Vermittelung dem Meere zugeführt werden. Der bloßgelegte Streifen der Grundlage, *X*, wird breiter als früher sein, und hier werden die ursprünglich konsequenten Flüsse ihre Täler einschneiden und einen epigenetischen Charakter dadurch gewinnen, daß sie ihren Lauf ohne jede Rücksicht auf die Struktur, die sie durchqueren, fortsetzen.

Cuesta-Brücken. Während der Herausbildung der in der Teilfigur *VY* (Fig. 96) dargestellten Formen wird ein Stadium eintreten, in dem die Wasserscheiden an den Streifen weicher Struktur, *B* (Fig. 98), zwischen den oberen Enden einander entgegenfließender subsequenter Flüsse, *S*, *T*, unvollständig weggeräumt bleiben und daher das bilden, was wir Brücken nennen

wollen, d. h. Stücke, die den innersten Teil einer Cuesta mit dem Altland oder zwei Cuestas miteinander verbinden. Sie sind deswegen von Interesse, weil sie heute durch deduktive Betrachtungen besser bekannt sind als auf Grund von Beobachtungen. Ein Beispiel einer solchen Brücke wird später angeführt werden.

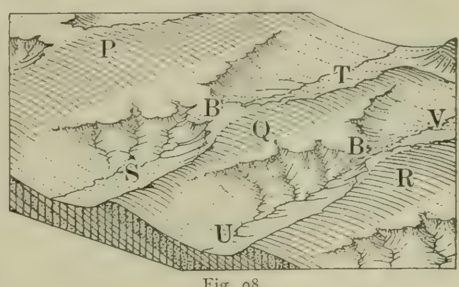


Fig. 98.
Die Entwicklung und Zerstörung von Cuesta-Brücken.

Die beiden Enden der verwickelten Küstenebene. Lassen wir nun den nordöstlichen Teil des verwickelten Gebietes niedergebogen und teilweise untergetaucht sein, so daß die neue Küstenlinie, *JJ* (Fig. 96, Hintergrund), an der das Meer seine Tätigkeit fortsetzt, im allgemeinen von Norden nach Süden in schräger Richtung vom Altland zum äußersten Tiefland verläuft; in ähnlicher Weise soll im Südwesten eine allgemeine, mäßige Senkung vor sich gehen, die den Süden der Küstenebene — in der Fig. 96 nicht dargestellt — untertauchen läßt und die Küstenlinie in schräger Richtung über das Gebiet vom Altland im Westen zum äußeren Tiefland im Osten führt. Gleichzeitig lassen wir das Meer die Mündungen aller Täler in kleine Meeresbuchten oder Rias verwandeln.

Jetzt können wir ein neues Diagramm (Fig. 99) zeichnen, das alle Züge eines mittleren Stadiums des zweiten Zyklus, dem das Greisenalter des ersten voranging, veranschaulicht. Beim ersten Versuch wird ein solches Diagramm wahrscheinlich etwas gekünstelt und steif ausfallen. Wir lassen verschiedene Rücken der Grundlage im inneren Tiefland der Küstenebene als Hügel, *K* (Fig. 99), erscheinen und einen dieser Hügel die innere Cuesta nahe an ihrem südlichen Ende unterbrechen. Wir führen einige natürliche Unregelmäßigkeiten ein, indem wir die beiden zwischen den drei Teilen *Z*, *W*, *D* des Altlandes liegenden Einbuchtungen der Ebene durch das Altland und die bloßgelegte Grundlage hindurch bis zu einem nicht weit entfernten, dahinterliegenden Ozean fortsetzen. Auf diese Weise werden drei unzusammenhängende Altlandmassen entstehen, von denen die im Nordosten gelegene als die größte, die im Südwesten liegende als die kleinste darzustellen ist; ihre Kleinformen sollen hier

jedoch außer Betracht bleiben. Jetzt lassen wir den westlichen Ozean infolge der rezenten Versenkung in die zwei Einbuchtungen zwischen den drei Teilen des Altlandes von Nordwesten her eindringen und sie in breite Ästuare verwandeln. Wir lassen ferner einen Teil der Entwässerungsadern des inneren Tieflandes durch die rückschreitende Erosion der Ästuar-Flüsse ablenken und sich nach Nordwesten, *M*, oder Westen, *B*, in das Meer ergießen. Vor allem lassen wir den nach Westen fließenden Fluß, *B*, des südlichen Ästuars die Oberläufe, *S*, der sämtlichen

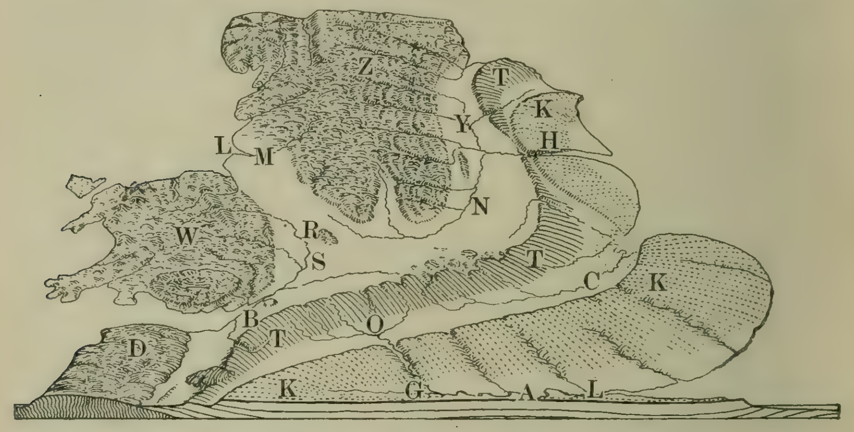


Fig. 99. Eine zonar gegliederte Küstenebene mit dreiteiligem Altlande.

benachbarten konsequenten Flüsse ablenken. Gleichzeitig machen wir den Umriß der beiden Cuestas durch eine leise Verbiegung der Schichten gekrümmt, und zwar ausgesprochen konvex gegen Nordwesten in der Nähe jedes Endes, und auf eine längere Strecke hin in der Mitte leicht konvex gegen Südosten. Die Cuestas sollen nun an ihrer Vorderseite von kurzen obsequenten, und an der Rückseite von vielen enthaupteten, konsequenten Flüssen mehr oder weniger zerschnitten sein; das untere, weiche Glied der Schichtenfolge machen wir etwas schmäler und widerstandsfähiger als sonst am südlichen Rande des Gebietes, so daß das innere Tiefland dort nicht so gut entwickelt ist als an anderen Stellen. Das mittlere, weiche Glied nahe am nordöstlichen Rande des Gebietes lassen wir verschwinden, so daß die beiden Cuestas dort, bei *H*, zusammentreffen, und die südöstliche Neigung der die innere Cuesta bildenden Schichten in der Mitte des Gebietes machen wir so sanft, daß die Front und der Abfall der Cuesta dort sehr unregelmäßig werden.

Die Cuestas und Tiefländer von England. Es wäre recht interessant, mehrere Diagramme dieses Gebietes, die ganz unabhängig von verschiedenen Personen entworfen wurden, miteinander zu vergleichen, aber noch interessanter, sie einer physikalischen Karte von England gegenüber zu halten, die das Prototyp des hier gegebenen Idealfalles darstellt. Die nördliche Altlandmasse, die größte der drei, umfaßt das oft aus kohleführenden Bildungen zusammengesetzte Gebiet von Yorkshire, Derbyshire, Lancashire usw.; die mittlere Altlandmasse ist Wales; die südliche, kleinste und niedrigste bilden Devonshire und Cornwall. Das unregelmäßige, innere Tiefland, YNB, das auf weichen Sandsteinen abgetragen ist, stellt das Tiefland der Midland Counties dar und erreicht das Meer einmal im Nordosten, einmal im Südwesten, und, was noch wichtiger ist, zweimal im Westen, wo es in die Ästuare des Mersey und des Dee, LM, und im Bristol Canal, B, untergetaucht ist. Die an der inneren Seite des Tieflandes angrenzenden Altlandflächen scheinen mit dem übereinzustimmen, was wir unter freigelegten Streifen der Grundlage verstanden haben; das ursprüngliche Übergreifen der Küstenebene ist hier verschwunden, und gewisse Flüsse, wie der Severn bei Ludlow, scheinen epigenetisch zu sein. Die innere Cuesta, T, T, ist durch einen oolithischen Kalkstein, und die äußere, KK, durch die Kreide erzeugt, während der weiche Oxford-Ton zum mittleren und der London-Ton zum äußeren Tiefland erniedrigt ist. Kurze obsequente Flüßchen charakterisieren den landeinwärts gerichteten Abfall jeder Cuesta. Die Anordnung des Humber, H, und seiner Nebenflüsse legt den Gedanken sehr nahe, daß sein longitudinaler Nebenfluß, der Trent, N, subsequent ist, und die Oberläufe einer Anzahl ursprünglich konsequenter Flüsse abgelenkt hat.[2] Die Art, in welcher der Severn, S, die Entwässerung eines großen Teiles des Tieflandes vollzieht, führt uns zu der Annahme, daß er eine Reihe von konsequenten Oberläufen abgelenkt hat, die einst zu dem System der Themse, OGL, gehörten. Der Verlauf der östlichen Küste im Norden von London schräg durch die zwei Cuestas hindurch, welche Flamborough Head und die Kliffe von Whitby bilden, bis zu dem Altland in Northumberland, läßt eine eigenartige Abweichung vom normalen Küstenlinienlauf am äußeren Rande der Küstenebene vermuten. Auch die schräge Südküste entspricht nicht der Norm; aber da sie mit einigen Strukturverwicklungen in der Gegend des Weald

in Verbindung steht, wollen wir sie hier nicht weiter verfolgen. Die leise Einbuchtung der Ostküste an den Stellen, wo die longitudinalen Tiefländer ans Meeresufer herantreten, der ästuarische Charakter aller Flußmündungen und die kühnen Vorsprünge mit den von den Wellen herauspräparierten Kliffen sind ungemein charakteristisch als Folgeerscheinungen einer erst vor kurzem eingetretenen Senkung geringen Umfangs.

Unzählige Einzelheiten müssen beschrieben werden, ehe man England kennt; aber an der Hand eines Schemas wie des gegebenen kann man den Einzelheiten leicht den ihnen zukommenden Platz mit Rücksicht auf größere Formen zuweisen, so daß sie bequem im Gedächtnis festzuhalten sind. Die eigenartigen Züge des obsequenten Bristolschen Avon, *B*, das willkürliche Auftreten der Mendip-Hügel, und viele andere Einzelheiten können jetzt ohne Schwierigkeit erfaßt werden. Sieht man dann, daß verschiedene Rücken der Grundlage, wie auch die nördlichen und mittleren Altlandmassen, wertvolle Kohlenflötze enthalten, so versteht man die Lage der Hauptfabrikstädte, wie z. B. von Birmingham, *R*, während die Häfen alle in naher Beziehung zu den ertrunkenen Tälern stehen, wie Liverpool, *L*, Hull, *H*, Bristol, *B*, und London, *L*.

Die Cuesta des Niagara. Wir können nun auch ganz leicht den Übergang zu einer Gruppe von Strukturen finden, die zwar mit Rücksicht auf ihre Grundlage den Küstenebenen ähnlich sind, aber eine längere oder verwickeltere Geschichte besitzen und nicht notwendigerweise bis an das Meer herantreten. Das Seengebiet zwischen den Vereinigten Staaten und Canada bietet uns einen derartigen Fall. Die kristallinischen Gesteine des Laurentischen Hochlandes von Canada stellen hier die freigelegte Grundlage und vielleicht teilweise das Altland dar, und die geschichteten Bildungen, die von ihnen leicht südwärts gegen die Vereinigten Staaten hin abfallen, bilden die heutigen Überreste der ehemaligen Küstenebene. In diesen findet sich ein widerstandsfähiges Glied, der Niagara-Kalkstein, der heute in mäßigem Relief die zwei longitudinalen Tiefländer, welche auf den weicheren unter- und überlagernden Schichten entstanden, als Cuesta überragt. Infolge einer etwas unregelmäßigen Stellung der Schichten läuft die Cuesta nicht unmittelbar von Osten nach Westen, sondern macht in ihrem mittleren Teil einen großen Bogen nach Norden. Im Osten von Zentral-New York und

im Westen von Süd-Wisconsin wird dieser cuestabildende Kalkstein dünner und weicher, und damit verschwindet auch die Cuesta. Das Gebiet ist einst stark vergletschert gewesen, die Entwässerung ist daher nicht normal; der Erie-, Huron- und Michigan-See nehmen Teile des äußeren, der Ontario-See, die Georgian- und die Green-Bucht Teile des inneren Tieflandes ein. Der Niagara-Fluß hat, indem er nach Norden über die Kalksteincuesta vom Erie-See zum Ontario-See fließt, eine ungefähr 10 km lange Schlucht an der Nordseite der Cuesta eingeschnitten und bildet am Ende dieser Schlucht den berühmten Niagarafall. Der Obere See liegt in einer Senkung des Altlandes und steht in keinem systematischen Zusammenhang mit der Cuesta.

Europäische Cuestas. In dem eben beschriebenen Falle ist die geologische Verwandtschaft der Sedimentärgesteine mit dem kristallinischen Gebiet derart, daß sie als alte Küstenebene und dazu gehöriges Altland und Grundlage betrachtet werden könnten. In den folgenden Beispielen aus Süddeutschland und Ostfrankreich besteht keine solche geologische Verwandtschaft, aber die gegenwärtigen Beziehungen des kristallinischen Schwarzwaldes zu den sedimentären Gesteinen der Schwäbischen Alb, die von Südosten her übergreifen, und der kristallinischen Vogesen zu den sedimentären Gesteinen des Seinebeckens im Westen, sind im wesentlichen dieselben, wie sie zwischen einer Grundlage oder einem Altland und einer stark erodierten Küstenebene bestehen. In diesen beiden Beispielen enthalten die Sedimentärgesteine weiche und harte Schichtengruppen, die eine zonale Anordnung des heutigen Reliefs bedingen, charakterisiert durch die wenigstens zum Teil von subsequenten Flüssen durchzogenen Tieflandstreifen, und durch subsequente Cuestas, die von obsequenten und enthaupteten konsequenten Flüssen entwässert werden.

Die als Schwäbische Alb bekannte Cuesta stellt eines der schönsten Beispiele dieser Art dar. Sie wird durch eine Serie harter Kalksteine gebildet und besitzt einen ausgezeichneten Steilabfall, der durch kurze obsequente Täler wundervoll zerschnitten ist, zwischen denen kühne Vorsprünge über das innere Tiefland emporragen, das in weicheren Schiefern ausgearbeitet wurde. Die Quellflüsse und Nebenflüsse der Donau, die an dem äußeren oder südöstlichen Abhang der Cuesta herabfließen, bieten einige besonders interessante Probleme dar.[3] Die Quelle des

Flusses liegt im Schwarzwald, *S* (Fig. 100), der Lauf ist dann der eines konsequenten Flusses, der quer durch den bloßgelegten Streifen kristalliner Gesteine, das hier verengte innere Tiefland und die Cuesta der übergreifenden, geschichteten Ablagerungen hinunterfließt. Auf jeder Seite liegen Nebenflüsse des Rheins, nämlich der Neckar, *N*, der eine breite Fläche des inneren Tieflandes im Norden entwässert, und die Wutach, *W*, der ein beschränktes Gebiet desselben Tieflandes im Südwesten angehört. Die subsequenten Talschlüsse dieser beiden Flüsse sind tiefer als

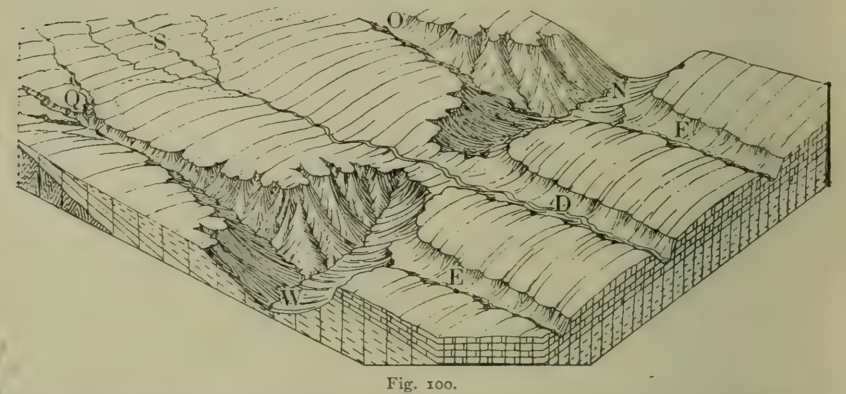


Fig. 100.
Die Ablenkung der oberen Nebenflüsse der Donau, *SD*, durch den Neckar, *N*, und die Wutach, *W*.

der konsequente Oberlauf der Donau, die ganz sicher nach einiger Zeit von dem einen oder anderen ihrer Nachbarflüsse abgelenkt werden wird. Tatsächlich hat jeder subsequente Fluß bereits einen oder mehrere konsequente Oberläufe, *O*, *Q*, die früher nach der Donau hin gerichtet waren, zu sich herübergezogen; die Einschnitte, *EE*, in der Cuesta, welche die abgelenkten konsequenten Flüsse benutzten, sind jetzt trockene Pässe, und auf ihrem Boden kann man kristalline Schotter aus dem Schwarzwald finden. Nur die enthaupteten Unterläufe haben ihre Richtung nach der Donau beibehalten. Der überlebende Oberlauf der Donau ist darum so eigenartig, weil er vom Hochland des Schwarzwaldes zwischen den subsequenten Tälern von Neckar und Wutach auf dem Wege zu seinem Durchbruchstal in der Cuesta über eine Art Cuesta-Brücke fließt. Diese Brücke ist das beste Beispiel einer solchen, das ich kenne; sie wird von Jahr zu Jahr schmäler infolge der rückschreitenden Erosion der zwei subsequenten Flüsse. Manche anderen Nebenflüsse der Donau, die weiter östlich von dem sanften südlichen Abhang der

Schwäbischen Alb herabkommen, sind als enthauptete konsequente Flüsse aufzufassen, die heutzutage nicht mehr fähig sind, den großen Windungen ihrer Täler zu folgen.

Im nordöstlichen Frankreich sind fünf oder sechs Cuestas mit dazwischenliegenden Tiefländern derartig in Bögen angeordnet, daß der vordere, steilere Abhang jeder Cuesta den Vogesen und Ardennen zugekehrt ist, während die rückseitige sanftere Abdachung gegen Paris als Zentrum abfällt.[4] Die Cuestas sind verschieden nach Länge, Höhe, Breite und Gliederung. Die zweite, von Paris aus gerechnet, ist niedrig und auffallend fein zerschnitten; die erste, vierte und fünfte sind höher und von gröberer Gliederung. Der Unterschied zwischen ihren steilen und sanften Abhängen ist sehr deutlich, daher sind die obsequenten Flüsse meistens viel kürzer als die enthaupteten konsequenten. Subsequente Flußläufe folgen den Tiefländern, aber die Entwässerung des Gebietes als Ganzes ist darum merkwürdig, weil sie nur teilweise durch die Seine und ihre Nebenflüsse durch das Pariser Becken in der Form konsequenter Flüsse stattfindet; denn ein beträchtlicher Teil wird durch die Mosel, den bedeutendsten westlichen Nebenfluß des Rheins, entwässert, und ein geringeres Gebiet durch die Maas, die nordwärts durch die Ardennen hindurchbricht.

Scheinbar kommt eine ungewöhnliche Entwässerung, wie sie hier durch Mosel und Maas, und wie sie im Osten des Odenwalds und Schwarzwalds durch Main und Neckar geschieht, häufig in solchen Gebieten vor, die, wie die beiden hier beschriebenen Beispiele, eine verwickeltere Geschichte aufweisen als einfache Küstenebenen. Es erscheint auch möglich, daß derartige Eigentümlichkeiten in gewisser Weise mit den unregelmäßigen Krustenbewegungen verknüpft sind, welche die verschiedenen Erosionszyklen, durch die derartige Gebiete hindurchgegangen sind, eingeführt haben. Trotzdem kann man auch da normale Entwässerungszüge bemerken. Im Seinebecken ist zum Beispiel die erste Cuesta im Osten von Paris als „Falaise de l'Isle de France", *F, F*, (Fig. 101) bekannt; ihre östliche Seite zeigt einen starken Steilabfall nach einem subsequenten Tieflande, der Champagne, *C, C*, hin. Der am besten ausgebildete Teil dieser Cuesta liegt zwischen der Seine, *SS*, und ihrem großen Nebenfluß, der Marne, *MM*, die beide als konsequente Hauptflüsse angesehen werden können.[5] Das Tiefland der Champagne zwischen diesen Fluß-

läufen wird entwässert durch kurze subsequente Flüsse, *A*, *B*, und durch die Oberläufe kleiner konsequenter Flüsse, *J*, *K*, *L*, *N*, die durch die subsequenten abgelenkt worden sind. Die Unterläufe derselben konsequenten Gewässer kann man anscheinend als enthauptete Flüsse in den Tälern des äußeren sanfteren Abhangs der Cuesta verfolgen. Es müssen die zwei kleinen konsequenten Flüsse, *J*, *N*, die den konsequenten Hauptströmen am nächsten liegen, durch die wachsenden subsequenten Nebenflüsse am frühesten abgelenkt werden, während die entfernteren, kleinen konsequenten Flüsse, *K*, *L*, erst in einer bedeutend späteren

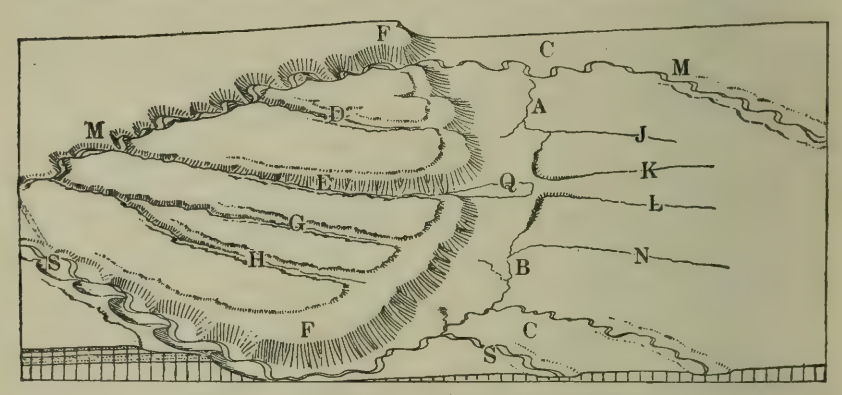


Fig. 101. Das Gebiet der „Falaise de l'Isle de France".

Periode dieses Schicksal erleiden. Es sollten daher die Quellen des erst vor kurzem enthaupteten mittleren Flusses, *E*, den Ablenkungsknien noch nahe liegen; die der schon früher enthaupteten Flüsse, *D*, *G*, jedoch müssen heute bereits in größerer Entfernung von solchen Punkten gelegen sein. Eine derartige Anordnung ist nun auch tatsächlich vorhanden. Der mittlere der enthaupteten konsequenten Flüsse, *E*, hat sehr spät seine doppelten Oberläufe verloren, einen, *L*, an den subsequenten Nebenfluß der Seine, den anderen, *K*, an den subsequenten der Marne. Sein enthaupteter Unterlauf, *E*, hat dadurch an Wassermenge so viel eingebüßt, daß er nicht mehr fähig ist, den Schutt, der von den steilen Hängen seines engen Tales in der Cuesta herabkriecht, fortzutragen: daher ist der Talboden aufgeschüttet und sein oberer Teil in einen Sumpf, den Marais de St. Gond, *Q*, verwandelt worden.

Ein noch eigenartigerer Zug zeigt sich in der Beziehung der Maas zur Seine und Mosel. Eine Karte der Entwässerungsge-

biete dieser drei Flüsse läßt erkennen, daß die Seine und die Mosel breite Becken besitzen, während das Becken der Maas sehr schmal ist. Ein Grund für diese Eigentümlichkeit liegt in den Ablenkungen, durch welche die größeren Flüsse dem kleineren seine Nebenflüsse raubten. Die obere Mosel ergoß sich einst bei Pagny in die Maas, wurde aber bei Toul abgelenkt und dadurch zu einem Gliede des Meurthe-Mosel-Systems. Ebenso floß die obere Aire einst oberhalb von Charleville in die Maas, geriet jedoch durch Ablenkung in das Aisne-Oise-Seine-System. Daraus ergibt sich, daß die enthauptete Maas nicht mehr imstande sein kann, den großen Biegungen ihres Tales zu folgen: sie wandert in kleinen Windungen sehr unregelmäßig hin und her. Diese Eigentümlichkeit eines enthaupteten Flusses tritt ganz besonders augenfällig bei der Bar, wie der enthauptete Unterlauf der Aire genannt wird, hervor.

Man könnte erwarten, daß die Flüsse, deren Wassermenge durch solche Ablenkungen eine Vergrößerung erfuhr, mehr als früher imstande wären, den Biegungen ihrer Täler zu folgen; das ist jedoch merkwürdigerweise nicht immer der Fall. Die Aisne ist, unterhalb der Stelle, wo sich die abgelenkte Aire mit ihr vereinigt, nicht fähig, ihren Talwindungen zu folgen. Die Hauptmosel, das heißt der große Strom, den das Hinzutreten der oberen Mosel zur Meurthe bildete, ist etwas „unterfähig", ihre Talwindungen zu verfolgen, obgleich sich der Grad der „Unterfähigkeit" hier minder klar zeigt als bei der Aisne. Ebenso ist die Maas o b e r h a l b der Stelle, wo die obere Mosel ihr entrissen wurde, „unterfähig". Es scheint daher noch eine andere Ursache als diese eben beschriebenen Ablenkungen am Werke gewesen zu sein, um die Wassermasse der Flüsse zu verringern, und man wird vielleicht einen Klimawechsel dafür verantwortlich machen dürfen.

Noch eine Eigentümlichkeit dieses Gebietes verdient erwähnt zu werden: die mittlere Mosel in der Gegend von Metz besitzt einen im allgemeinen longitudinalen Lauf und folgt für eine lange Strecke einem Tieflandstreifen, wie man dies von einem normal entwickelten subsequenten Fluß erwarten kann. Aber wunderlicherweise fließt sie an einer Stelle schräg in die Vorderseite einer starken Stufe, schneidet ein schmales Stück von der Hauptmasse ab und fließt dann schräg wieder heraus. Es mag dies vielleicht das Ergebnis immer tiefer gehender Erosion in-

folge mehrfacher Hebungen sein, zunächst bleibt dieses Verhalten jedoch rätselhaft, weil es tatsächlich ganz einzigartig dasteht. In einem solchen Falle wird man, solange nur ein Beispiel der Art bekannt ist, eine sichere Erklärung kaum geben können.

Man könnte die Frage aufwerfen, ob es die Mühe lohnt, Gebiete wie Südost-Deutschland und Nordost-Frankreich mit Bezeichnungen der normalen Formen zu beschreiben, die sich in einer zusammengesetzten Struktur, die dem Altland, der Grundlage und der Küstenebene gleicht, erwarten lassen. Es gibt in der Tat viele Züge, die diese Beschreibungsmethode rechtfertigen, aber es scheinen auch manche Ausnahmen zu bestehen, die auf den ersten Blick die systematische Beschreibung geringwertig machen. Meine persönliche Erfahrung spricht jedoch zugunsten der systematischen Beschreibung, denn soweit sie anwendbar ist, wird sie leicht aufgefaßt und behalten; und auch die Züge, welche eine Ausnahme darstellen, lassen sich viel leichter verstehen, wenn man sie als eine willkürliche Abweichung von der Norm betrachtet, als wenn die ganze Reihe normaler und anomaler Züge empirisch beschrieben würde. Außerdem glaube ich, daß, je größer die Anzahl von Beispielen ist, die in dieser Art beschrieben werden, wir um so lieber jedes einzelne kennen lernen werden, indem wir es dann als eine mehr oder weniger individuelle Abart von einem allgemeinen Typus ansehen, in dem die Abweichungen nur eine untergeordnete Rolle spielen.

II. HORIZONTALE STRUKTUREN: EBENEN UND HOCHEBENEN.

Horizontale Strukturen im allgemeinen. Die Schichtkomplexe von Küstenebenen, wie sie in früheren Vorlesungen beschrieben wurden, haben bestimmte Beziehungen zu dem Altland, von dem ihre Materialien größtenteils herstammen, und eine sanfte Neigung nach dem Meere hin, aus dem sie gehoben wurden. Man kennt aber viele Gebiete, in denen Schichten vorwiegend marinen Ursprungs eine horizontale Lage noch bewahrt haben, bei denen die Beziehungen zu einem Altland einerseits und einem Ozean andrerseits nicht unmittelbar in die Augen fallen. Der bemerkenswerteste Zug eines solchen Gebietes ist eine vorherrschend insequente Entwässerung, und aus dieser ergibt sich die außerordentlich unregelmäßige Zerschneidung der Oberfläche. Die größeren Flüsse mögen allerdings eine vorherrschende Rich-

tung zur Schau tragen, die dann vielleicht als konsequent auf der ursprünglichen Abdachung der Oberfläche erklärt werden kann, die kleineren aber verzweigen sich nach allen Richtungen. Wir erkennen, daß jeder Fluß seine Richtung aus bestimmten Gründen eingeschlagen hat, aber die Möglichkeit zur Auffindung dieser Gründe übersteigt unsere heutigen Mittel der Analyse so weit, daß wir solche Flüsse unter die insequenten einreihen können. Ist das in Betracht kommende Gebiet durch mehrere Erosionszyklen hindurchgegangen, so vermehrt sich die Schwierigkeit der Bestimmung für die ursprüngliche Richtung jedes Flusses, und in noch höherem Grade wird „insequent" der angemessene Name für die meisten Glieder des Entwässerungssystems.

Die zerschnittene Hochebene der Appalachen, besonders wie sie in West-Virginia und Kentucky entwickelt ist, kann als typisches Beispiel der hier in Betracht kommenden Formenklasse angesehen werden. Sie ist im wesentlichen aus mächtigen horizontalen Sandsteinen und Schiefertonen aufgebaut; wo Campbell und Mendenhall[6] sie beschrieben haben, wird festgestellt, daß sie in einem vorangegangenen Erosionszyklus in ein vorgeschrittenes Stadium übergeführt wurde, und daß sie, nachdem sie durch eine bedeutende Hebung in den jetzigen Zyklus gelangte, ein kräftiges, mannigfaltig gestaltetes Relief und eher eine feine als grobe Gliederung in einem frühreifen Stadium erreicht hat. Ihre Täler sind labyrinthisch in der Verworrenheit ihrer unregelmäßigen Verzweigung. Die größeren Flüsse haben oft einen ausgeprägt gewundenen Lauf, der eine ganz natürliche Folge ihrer Neubelebung nach der spätreifen Entwickelung im früheren Zyklus ist. Sie liefern daher ausgezeichnete Beispiele der lateralen Erosion während der Tiefenerosion. Die Hügel und Sporne sind von monotoner Gleichförmigkeit, sie ähneln einander wie die Tannen eines großen Tannenwaldes. Im Relief wechseln sie, wenn man das Gebiet durchquert und von einem höheren südöstlichen zu einem niedrigeren nordwestlichen Teil gelangt. Im kleinen unterscheiden sich die Hügel an ihren Hängen, je nachdem die Schichtenfolge, aus der sie herauspräpariert wurden, harte und weiche Glieder einschließen. Im allgemeinen machen sie aber auf den Reisenden den Eindruck der endlosen Wiederholung eines einzigen Formentypus. Alles, was über die Notwendigkeit gesagt wurde, die Bezeichnungen festzusetzen, deren

es bei der Beschreibung von Stadium, Relief und Gliederung bedarf, paßt ganz besonders auf die horizontale Struktur, weil die Aufmerksamkeit des Beobachters vor allem durch den Wechsel dieser Elemente angezogen wird. In einem frühen Zerschneidungsstadium kann ein Gebiet horizontaler Struktur als Ebene beschrieben werden, wenn es von mäßiger Höhe ist, oder als Hochebene, wenn es eine bedeutende Höhe besitzt. In einem späteren Stadium verwandelt sich die Ebene in eine Aufeinanderfolge von Hügeln, während die Hügel der zerschnittenen Hochebene, wie unsere hier beschriebenen Beispiele, so hoch sind, daß sie im Volksmund Berge genannt werden. In Kentucky kennt man das Volk, das in den Tälern der zerschnittenen Hochebene lebt, unter dem Namen Bergbewohner, „Mountaineers".

Profile von Hügeln in zerschnittenen Hochebenen. Die Einzelzüge, die sich in horizontalen Strukturen entwickeln, sind hauptsächlich dem Auftreten harter und weicher Schichten zu verdanken und durch das Vorkommen von Stufen und Hängen bestimmt. Selten findet man bessere Gelegenheit, eine verallgemeinerte Erklärung auf besondere Fälle anzuwenden, als sie die Beschreibung reif zerschnittener Landschaften dieser Art gewährt. Zuerst wollen wir die allgemeine Entwickelung von Abhangsprofilen betrachten und dann gewisse Formeneinzelheiten besprechen, die wir im Grundriß sehen.

Wir nehmen an, daß die Schichten *B*, *D* und *F* (Fig. 102), widerstandsfähiger sind als die mit ihnen in Verbindung stehenden Schichten. Jede dieser drei kann Stufenbildner genannt werden, weil ihre Aufschlüsse in fast vertikalem Anstieg auftreten, dessen Höhe ein gutes Maß für die Mächtigkeit der betreffenden Schichten ist. Die weicheren Schichtmassen mögen Hangbildner heißen, weil sie bald zu einer

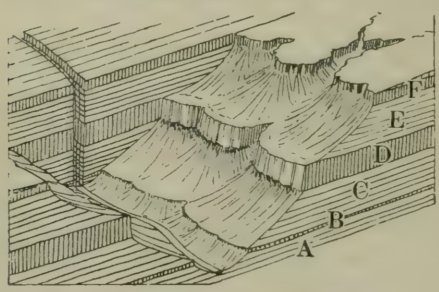


Fig. 102. Entwicklung von Stufen und Hängen.

Böschung von 30° oder weniger verwittern und mit einer ausgeglichenen Decke kriechenden Schuttes bekleidet werden. Ist der Gegensatz zwischen den obenliegenden harten und den darunter befindlichen weichen Schichten sehr ausgesprochen, wie bei dem Zusammentreffen von *D* und *C*, so kann die junge

Stufe sich über höhlenartigen Formen erheben, und in derartigen Höhlungen befinden sich z. B. die „Cliff Dwellings“ von Arizona.

Der Wechsel von nackten Stufen und schuttbedeckten Hängen erhält sich während der langen Verwitterungsperiode, in welcher die Hügel gereift werden. Während der frühen Jugend, wenn große Ströme enge, steilwandige Täler einschneiden können, mögen selbst manche der weniger widerstandsfähigen Schichten steile Aufschlüsse haben; aber in dem Maße wie die Erosion fortschreitet, werden nicht nur die weichen, sondern auch die weniger widerstandsfähigen Schichten zu schuttbedeckten Hängen verwittern, und nur die allerhärtesten Glieder der Serie werden noch in Stufen aufsteigen. Selbst ein stärkerer Stufenbildner kann in einem späteren Erosionsstadium seine frühere steile Vorderseite, *S* (Fig. 103), verlieren, wenn der darunterliegende Hang, *H*, sich mit sanftem Abfall nach starkem Zurückweichen aufwärts erstreckt, so daß er über die Basis des Stufenbildners hinausgreift; denn dann hört die Untergrabung der Stufenbasis auf, und deren Vorderseite, *V*, wird abgeböscht. Werden dann, wenn dieses spätere Stadium erreicht ist, die Erosionsvorgänge durch eine Hebung der Landmasse neu belebt, so wird der ausgeglichene Hang unter der abgeböschten Stufe bald steiler werden, schneller und weiter zurückweichen, und die Stufe wird abermals untergraben und durch eine senkrecht abfallende Vorderseite, *T*, „aufgefrischt“. Beispiele abgeböschter Stufen, die durch erneute Erosion örtlich aufgefrischt sind, kann man in dem Hochland im Norden des Colorado-Cañon studieren; die älteren Formen scheinen im späten Stadium des Prä-Cañon-Erosionszyklus entwickelt worden zu sein, die aufgefrischten Formen dagegen sind wohl das Werk erneuter Erosion im Cañon-Zyklus. An einigen Stellen, wie z. B. bei Lees Ferry am Coloradofluß, an der Vorderseite der großen Stufe, die Vermilion Cliffs heißt, ist die Wiederbelebung der Erosion so kräftig gewesen, daß sie gewaltige Bergstürze, *L*, (Fig. 103) an der Stufenfront hervorgebracht hat.[7]

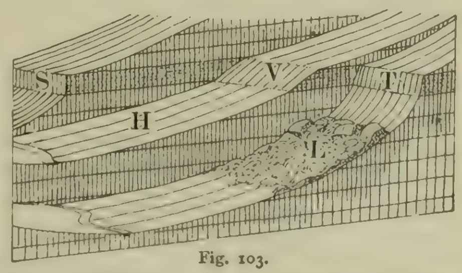


Fig. 103.
Eine abgeböschte, *V*, und eine aufgefrischte, *T*, Stufe.

Schuttströme und Wasserströme. Jede abwärts gerichtete Linie an dem Seitenabhang eines Hügels, *KFL* (Fig. 104), kann als Weg eines kriechenden Schuttstromes gelten. Der Schuttstrom nimmt auf dem Hochland seinen Anfang; während er den Abhang hinabsteigt, wird er überall durch das Hinzukommen neu losgelöster Bruchstücke der darunterliegenden Felsoberfläche verstärkt, ungefähr in derselben Weise, wie ein Wasserstrom durch das Hinzutreten von hervorquellendem Grundwasser in seinem Lauf an Wassermasse zunimmt. Die Bewegung des Schuttes auf den ausgeglichenen Hängen ist sehr langsam, der Strom ist dort ununterbrochen und der Fels versteckt. Während er über eine Stufe, *F*, kriecht, wird die Bewegung des Schuttstromes dermaßen beschleunigt, daß sie unterbrochen wird, so daß der darunterliegende Fels sichtbar wird.

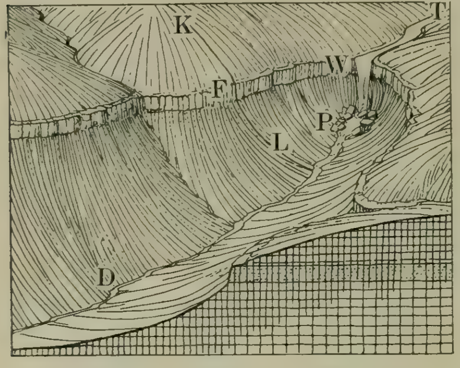


Fig. 104. Schuttströme und Wasserströme.

Gehen wir nun an dem Hügel entlang, bis wir zu einem Tale gelangen, dem ein Wasserstrom, *TWPD*, folgt. Die eben beschriebenen Züge finden sich wieder, aber in neuen Verhältnissen. Die Böschung, die ein ausgeglichener Wasserstrom voraussetzt, ist viel geringer als die, deren ein gleichzeitiger ausgeglichener Schuttstrom bedarf; darum wird während der Jugend und Reife die Höhe der Wasserfälle, *WP*, auf den Stufenbildnern — oder Fallbildnern, wie sie hier genannt werden können — durch das Hinzukommen einer unteren steilen Felswand vergrößert, die an einem Teil der sonst hangbildenden Schichten unter dem Fallbildner ausgebildet wird. Da das Gefälle, *PD*, des ausgeglichenen Wasserstroms sanft ist im Gegensatz zu dem viel steileren, *FL*, eines ausgeglichenen Schuttstromes, ist auch die rückschreitende Erosion, die zur Abnutzung eines Fallbildners bis zur Verwischung seiner Fallwand nötig ist, viel größer als die, deren es bedarf, um dieselbe Schicht zu einem fast gleichmäßigen Hang an einer Hügelseite abzurunden. Darum kann es vorkommen, daß Flüsse mit geringer Wasser-

menge noch unausgeglichene Fälle aufweisen in einem Stadium, wo die fall- bzw. stufenbildenden Schichten anderswo gut ausgeglichen sind, und zwar nicht nur an den Hauptströmen, sondern auch an den Abhängen der Hügel. Ein Geologe, der die Einzelstruktur einer reif zerschnittenen Hochebene mit horizontalem Schichtbau kennen zu lernen sucht, wird daher die großen Ströme und die Hügelseiten vermeiden und dem Laufe der kleinen Bäche folgen. Im allgemeinen kann man sagen, daß, je jünger das Zerschneidungsstadium ist, desto mehr Aufschlüsse an den Hügelseiten, je älter das Stadium ist, desto weniger Aufschlüsse wird man selbst an den kleinen Bächen finden.

Stufen, Platten und Hänge. Wir wollen nun ein Profil untersuchen, bei dem der mittlere, *D*, von drei Stufenbildnern, *B*, *D*, *F* (Fig. 105), viel widerstandsfähiger als die beiden anderen ist. Die auf *B* gebildete Stufe ist bestrebt, schneller zurückzuweichen als die Stufe *D*, und daher wird sie bald unter einer Schuttdecke verborgen sein. Die auf *F* gebildete Stufe schwindet schneller hin als die Stufe *D*; während sie zurücktritt, weicht der Hang *E* mit zurück, und so wird eine neue Form, eine fast ebene Platte oder Bank, *P*, auf der oberen Oberfläche des Hauptstufenbildners freigelegt. Eine besonders gut ausgebildete derartige Platte findet sich im westlichen Teil des großen Cañon des Coloradoflusses in Arizona; sie ist auf der prächtigen Tafel, die Holmes für den Atlas von Duttons Werk[8] über die tertiäre Geschichte des großen Cañongebietes gezeichnet hat, vorzüglich dargestellt. Die Platte ist in der Tat so breit, daß Dutton sie für eine Talflur hielt, die sich während eines früheren Erosionszyklus gebildet habe, der durch teilweise Hebung des Gebietes eingeführt und durch die spätere und bedeutendere Hebung, welche die Erosion des inneren Cañon verursachte, unterbrochen wurde. Die einfache Tatsache, daß der innere Cañon überall der Mittellinie des Raumes zwischen den die Platte umgrenzenden, höheren Stufen folgt, ist aber ein vollgültiger Beweis gegen diese Auslegung und spricht zugunsten der Erklärung, die den ganzen Cañon für das Werk eines einzigen Erosionszyklus hält.

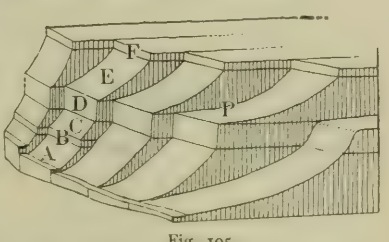


Fig. 105.
Entwicklung von Stufen, Platten und Hängen.

Man kann sich alle Arten von Verbindungen widerstandsfähiger und weicher, dicker und dünner Stufenbildner und Hangbildner denken, und auf eine entsprechende Mannigfaltigkeit von Formen schließen, unter deren Bezeichnungen sich der große Reichtum der tatsächlichen Formen beschreiben läßt. Es liegt auf der Hand, daß Anzahl und Stärke der hauptsächlichen Stufen- und Hangbildner bei der Beschreibung der Struktur einer Hochebene stets festgestellt werden sollten; dann ist es ein Leichtes, der Beschreibung der durch die Erosion hervorgerufenen Formen zu folgen. Ich möchte hierfür noch einige Beispiele anführen.

Beispiele. Die reif zerschnittene Hochebene der Appalachen von West-Virginia, die bereits erwähnt wurde, setzt sich aus einer mächtigen Folge zahlreicher harter und weicher Schichten zusammen, und ihre Höhe erreicht 500 bis 1000 m. Daher zeichnen sich ihr Hügel, die ein Relief von 2—600 m besitzen, durch eine große Wechselfolge von niedrigen Stufen und kurzen Hängen und ihre kleineren Ströme durch viele niedrige Wasserfälle und kurze ausgeglichene Strecken aus. Die Stufen reichen so weit wie die sie bedingenden Schichten; aber die kleinen Verschiedenheiten in der Mächtigkeit jeder Schicht und in der Dicke der kriechenden Schuttdecke sind der Grund, daß jede Stufe geringe Unterschiede aufweist, und daß sie hier recht gut entwickelt und dort beinahe gar nicht zu bemerken sind. Weiter im Südwesten, in Nord-Alabama, schließt dieselbe Hochebene wenigstens einen starken Stufenbildner in der Nähe der obersten Schichten ein; daher sind die Hügelhänge bei einem Relief von 2—300 m hier von einer stark ausgebildeten Stufe überdacht. Neben diesen Struktur- und Profiländerungen geht eine ebenso ausgeprägte Veränderung der Gliederung her; denn während die Gliederung in West-Virginia von mittlerem Werte war, ist sie in Nord-Alabama ausgesprochen grob. Andererseits gibt es jetzt in dem großen Gebiet wesentlich horizontalen Schichtbaues in Zentral-Rußland, wo ich es 1903 südöstlich von Moskau durchquerte, in einem spätreifen Stadium normaler Zerschneidung keine Aufschlüsse. Alle Hänge sind bei einem Relief von 150 oder 200 m glatt ausgeglichen, und die Zerschneidungsgliederung ist ziemlich grob. Ein viertes Beispiel kann der Sächsischen Schweiz entnommen werden, wo ein Stufenbildner von größerer Mächtigkeit als in Alabama die Form beherrscht und ein kühnes Relief grober Gliederung bildet. Wie stark aber diese Stufe auch ist,



Ein eingeschnittener Mäander der Elbe in der Sächsischen Schweiz.



ihre Entwickelung scheint eine völlig normale.[9] Die Höhe und Steilheit der Stufenwand deutet auf keine besondere Eigentümlichkeit in den Erosionsvorgängen, sondern auf eine außerordentliche Mächtigkeit und Gleichförmigkeit des stufenbildenden Sandsteins.

Bloßgelegte Ebenen. Kommen starke Stufenbildner vor, wie in dem eben angeführten Beispiel, so können die darüberliegenden weichen Schichten viel schneller fortgeschafft werden, und es kann so eine breite Platte über der ganzen bis dahin unzerschnittenen Oberfläche der Stufenbildner entstehen. Man muß hier vorsichtig sein und nicht eine bloßgelegte Ebene dieser Art, *D* (Fig. 106), für die Uroberfläche, *AA*, des Gebietes oder für eine

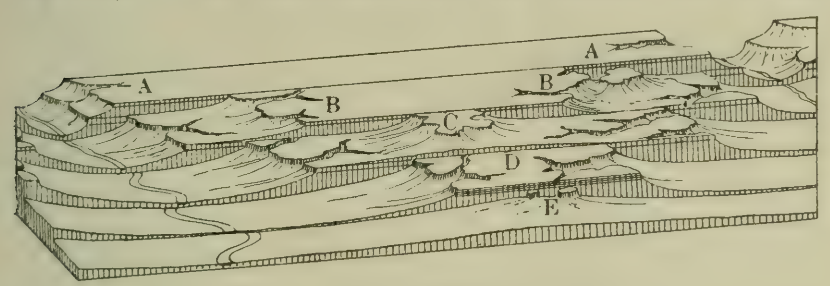


Fig. 106. Entwicklung bloßgelegter Ebenen.

gehobene Fastebene eines früheren Erosionszyklus halten. Überreste der überlagernden Schichten, die am längsten in den mittleren Teilen der bloßgelegten Ebene erhalten bleiben, dienen oft dazu, diese von einer Uroberfläche zu unterscheiden; und ein geringerer, aber systematischer Unterschied zwischen Oberfläche und Struktur, wie sie gewöhnlich eine auf fast horizontal lagernden Schichten abgetragene Fastebene charakterisiert, dient dazu, eine derartige Oberfläche von einer bloßgelegten Ebene zu trennen. Es ist klar, daß derartige, etwas undeutliche Züge viel sicherer erkannt werden können, wenn der Beobachter bereits auf die Möglichkeit ihres Vorkommens hingewiesen ist, als wenn er erst nach und nach durch die sich ihm aufdrängenden Tatsachen dazu geführt wird.

Schutthalden. Die Art, in der ein Stufenbildner zerfällt und während des Zurückweichens zersetzt wird, ist insofern von Interesse, als sie die Form der Schutthalden unterhalb der Stufen bestimmt. Zwei in starkem Gegensatz zueinander stehende Fälle mögen hier erwähnt werden. Im südlichen Utah war der

schöne Abfall der White Cliffs durch einen mächtigen, kreuzgeschichteten Sandstein bedingt, der augenscheinlich die Dünenablagerungen einer vormaligen Wüste darstellt. Hier zersetzt sich der Sandstein gewöhnlich zu feinem Sand und wird von der Stufenbasis fast ebenso rasch fortgeschafft, wie er sich gebildet hat, so daß die Schutthalde sehr wenig auffällt. Im westlichen Neu-Mexiko liegt dagegen ein widerstandsfähiger Sandstein von mäßiger Dicke über weichen Tonschichten; die letzteren verwittern derart rasch, daß der Sandstein in großen Blöcken abbricht, die dann völlig regellos auf dem Abhang der Tone liegen. So wird hier die Schutthalde zu einem sofort in die Augen fallenden Zuge der Landschaft.

Spornenden und Talschlüsse. Einige charakteristische Merkmale für die hier in Betracht kommenden Formen werden klarer, wenn man sie im Grundriß statt im Profil studiert[10], vor allem die Rundung und Zuschärfung der Spornenden. Behielten die Spornenden nur die ihnen durch das Zurückschneiden der Täler

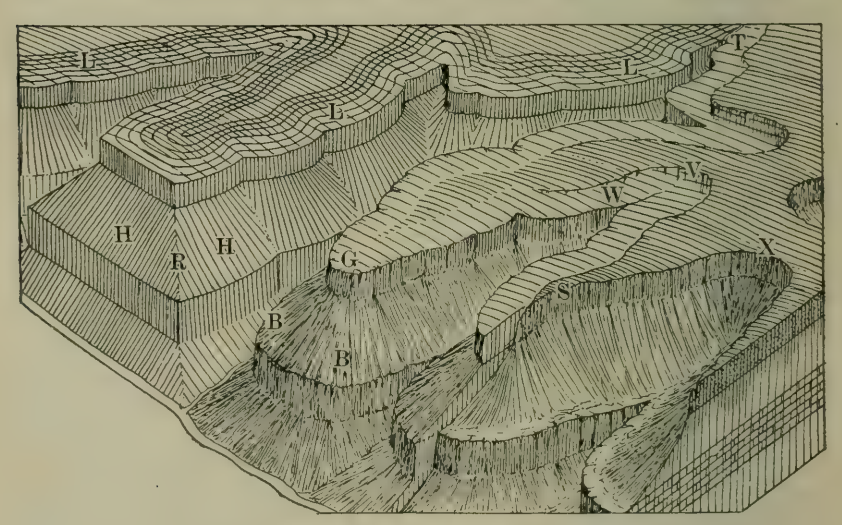


Fig. 107. Entwicklung von Spornenden und Talschlüssen.

verliehene Form, so würden sie oft scharfe Ecken, *R*, zwischen den facettenähnlichen Hängen, *H*, *H* (Fig. 107), zeigen. Der den Hang hinabkriechende Felsschutt läßt aber solche Ecken verhältnismäßig nackt; sie sind daher der Verwitterung mehr ausgesetzt als die schuttbedeckten Facetten, und darum werden die Ecken bald abgerundet, *B*.

Betrachten wir zunächst die Talschlüsse. Wenn ein Tal einen Strom von einem Hochland her empfängt, wird der Talschluß, *T*, relativ schnell zurückgeschnitten werden, viel schneller als die Talseitenwände durch Verwitterung zurückweichen, und deshalb wird ein solcher Talschluß in einem scharfen Winkel enden, besonders dann, wenn ein guter Stufenbildner in der Nähe des Hochlandniveaus vorkommt. Wird aber ein Tal in der Nähe seiner Stromquelle zurückgeschnitten, ist der Oberlauf des Stroms kleiner und arbeitet langsamer, fast ebenso langsam wie das durch einfache Verwitterung hervorgebrachte Zurückweichen der Stufen, so hat unter solchen Umständen der zurücktretende Talschluß einen stumpferen Winkel, *W*. Wenn endlich der Talschluß fast bis zu einer Hochland-Wasserscheide, die sein Entwässerungsgebiet von benachbarten Gebieten trennt, zurückgeschnitten ist, so gelangt kein Wasserlauf ins Tal, und das fernere Zurückweichen seiner Wände geschieht gleichmäßig; alle hinabsteigenden Schuttströme besitzen ungefähr den gleichen Rang, sowohl rings um den Talschluß als an den an jeder Seite stehenden Spornen. Ein derartiges gleichmäßiges Zurückweichen ist durch Linien an der Plateauoberfläche, *L*, *L*, *L*, angedeutet. Unter diesen Bedingungen muß der Talschluß, *W*, bald abgerundet werden, wie bei *V*.

Die Veränderungen in der Form der Stufensporne sind ebenfalls systematisch. Sie werden zunächst stumpf abgerundet, *G*; wenn aber die Spornlänge größer ist als ihre Breite, wie es ja gewöhnlich der Fall ist, und wenn die beiden Spornseiten unter dem Angriff der Verwitterung überall ungefähr in dem gleichen Maße zurückschreiten, so wird notwendigerweise das Spornende mit der Zeit eine scharfe Spitze, *S*, erhalten. Aber in dem Maße, in dem das gleichförmige Zurückweichen der Hänge fortschreitet, muß die Spitze am Spornende ihre Schärfe verlieren und schließlich stumpf werden: denn der abgerundete Hang unter der Spornspitze, der weniger harten Schutt empfängt als der übrige Hang, pflegt am schnellsten zu verwittern, und außerdem werden die wachsenden Kurven, *VX*, der zwei angrenzenden Talschlüsse sich immer stumpfer durchschneiden: daher muß die Spitze sich endlich in einen abgestumpften Sporn verwandeln.

Wenn zwei Nachbartäler ziemlich weit auseinander gehende Richtungen haben, so muß das Zurückweichen der gegenüber-

liegenden Talschlüsse mit der Zeit den immer schmäler werdenden Rücken aufzehren. Dann wird ein Teil des Hochlandes von dem übrigen losgelöst werden und einen Zeugenberg oder Vorposten bilden. Wird dieser von einem Stufenbildner überdacht, so bleibt die Höhe der Stufe fast unverändert, während sein Umfang beständig abnimmt, bis er vor seinem gänzlichen Verschwinden beinahe die Form einer Säule annimmt.

Die verschiedenen Stadien in der Erosion eines Hochlandes mit nur einem Stufenbildner können sämtlich in einem einzigen Erosionsstadium einer Hochebene mit mehreren Stufenbildnern dargestellt sein; denn die Erosion der tieferen Stufen wird erst eben begonnen haben, wenn die der oberen bereits weit vorgeschritten ist. Reichliche Bestätigung für diese Erklärung kann man an den Wänden des Colorado-Cañon finden, oder auch auf den vorzüglichen Karten jenes am häufigsten besuchten Teiles des Cañons, welche der Topograph Matthes für die geologische Landesanstalt der Vereinigten Staaten aufgenommen hat.[11] Für die nähere Beschreibung der Cañonwände haben die oben angegebenen Erklärungen der Sporne und Talschlüsse einen praktischen Wert.

Reife und alte Hochebenen. In den jüngeren Erosionsstadien der Hochebenen bleiben große Hochlandsflächen, *AA*, (Fig. 106) unzerschnitten, und die oben beschriebenen Stufenformen finden sich dann nur längs der größeren Flüsse. Im reifen Zustand, *C*, ist der ununterbrochene Zusammenhang des ursprünglichen Hochlands durch ein verwickeltes System sich verzweigender Hügel und Sporne ersetzt, die durch ein Labyrinth insequenter Täler getrennt sind. Wenn dann das Greisenalter herannaht, erweitern sich die Talböden auf Kosten der Hügel, und einzelne losgelöste, weit voneinander liegende Zeugen, *E*, werden mehr und mehr charakteristisch. Die Ursache für das Überleben dieser Zeugen ist nicht etwa in der größeren lokalen Härte ihrer Schichten zu suchen, sondern allein in ihrer Lage zwischen den Quellen miteinander wetteifernder, insequenter Flüsse. Je weiter das Greisenalter fortschreitet, um so mehr werden die Zeugen aufgezehrt, und nur diejenigen bleiben erhalten, die an den Wasserscheiden der Hauptströme liegen. Manche schöne Beispiele derartiger isolierter Überreste findet man in Zentral-Texas.[12] Endlich sind fast alle Zeugen abgetragen, und nur eine niedrig gelegene Fastebene bleibt übrig, die nur hier und da von niedrigen Rest-

hügeln unterbrochen ist. Eine derartige Fastebene bedeckt große Flächen des östlichen Montana; heute ist sie jedoch etwas gehoben und jung zerschnitten.

Grenzen von Hochebenen. Bisher behandelten wir die Hochebene so, als ob sie eine unbestimmte Ausdehnung besäße; wir müssen deshalb nunmehr ihre Grenzen oder ihren Übergang in andere Formen betrachten.

Eine junge oder reife Hochebene wird sich so weit ausdehnen, als ihre horizontale Struktur sich in beträchtlicher Höhe fortsetzt. Ihre Grenze ist infolgedessen durch einen Höhenverlust, durch Strukturwechsel oder durch beides zusammen bestimmt. Die Grenze der Hochebene der Appalachen zum Beispiel ist im Nordwesten und Südwesten, wo ihre Höhe langsam abnimmt, unscharf, so daß die hohen Berge West-Virginias im südöstlichen Ohio und westlichen Kentucky zu niedrigen Hügeln werden, bevor sie unter den mächtigen eiszeitlichen Ablagerungen begraben werden, welche die Geschiebelehm-Ebenen der Prärien bilden; oder so, daß die groben Tafelberge im nördlichen Alabama ihre Höhe weiter südwestlich verlieren, ehe sie unter den übergreifenden Schichten der Küstenebene des Golfs verschwinden. Im Südosten dagegen ist dieselbe Hochebene, wo ihre Schichten ziemlich unvermittelt die stark geneigte oder gefaltete Struktur des Appalachen-Gebirges annehmen, scharf abgegrenzt, und mit dieser Strukturänderung verbindet sich sogleich ein Formenwandel; die Hügel und Sporne, die sich zwischen den insequenten Nebentälern verzweigen, werden durch die langen geraden Bergrücken und ihre parallelen subsequenten Täler ersetzt. Im Nordosten ist die Grenze etwas weniger ausgeprägt wegen des allmählicheren Ansteigens der Schichten zu den Adirondack-Bergen: infolgedessen erreicht die Erosion einige weichere, darunterliegende Schichten und höhlt sie aus, so daß sie das subsequente Mohawk-Tal bilden, zu dem die Hochebene in aufeinanderfolgenden Landstufen abfällt.

Die ausgedehnte junge Hochebene, in die der Colorado-Cañon eingeschnitten ist, wird im Westen und Südwesten durch starke Verwerfungen begrenzt, jenseits deren eine Region von geringerer Höhe und unregelmäßiger Struktur beginnt. Nach Norden und Nordosten werden die plateaubildenden Schichten allmählich in die Deformationen einbezogen, die die verschiedenen Züge der Rocky-Mountains hervorbringen.

Lesern wie Forschern kann es nur dienlich sein, wenn sie auf diese Weise erfahren, wie weit die Ausdehnung der Hochebenenformen reicht, und wenn sie einen Begriff der an ihre Stelle tretenden Formen bekommen. Nachdem man nun die Struktur einer Hochebene, die Zahl wichtiger Stufen-, Platten- und Hangbildner, ihre Höhe, die Grenzen, bis zu denen sie sich erstreckt, das Erosionsstadium, bis zu dem sie gelangt, die Stärke ihres Reliefs und die Gliederung ihrer Zerschneidung kennen gelernt hat, sollte man allerdings imstande sein, sich ein lebendiges geistiges Bild von ihr zu machen. Will man dann noch einen ins einzelne gehenden Bericht über die Ausdehnung gewisser Hügel und Sporne oder über die Richtung gewisser Täler haben, so können diese Einzelheiten dem Gesamtbilde natürlich ganz leicht hinzugefügt werden; in der Regel erscheint aber eine so ins Detail gehende Beschreibung nicht wünschenswert, und man überläßt dies am besten der Wiedergabe auf guten Karten. Wenn der Botaniker einen Wald beschreibt, so versucht er auch nicht, jeden einzelnen Baum zu schildern, vielmehr beschreibt er nur ausführlich die wichtigsten Baumarten und das Verhältnis, in dem sie zum großen Ganzen stehen.

PRAKTISCHE ÜBUNGEN.

Küstenebenen. 1 a. Man zeichne einen Querschnitt der Küstenebene im Süden von Ancona, wobei man die Angaben der Fig. 92 und des begleitenden Textes benutzen kann. Man schätze ihre ursprüngliche Breite und den Betrag des Rückschreitens der Meereskliffe.

1 b. Auf demselben Querschnitt zeichne man ein Profil, das das Greisenalter dieser Ebene zeigt, wie es durch normale Abtragung und marine Abrasion entsteht. Welche Ausdehnung wird sie dann besitzen?

1 c. Man studiere verschiedene Bücher über die Geographie von Italien und fertige dann aus ihnen eine erklärende Beschreibung dieser zerschnittenen Küstenebene an.

1 d. Man zeichne ein Blockdiagramm oder eine Karte der zerschnittenen Küstenebene (Fig. 92), wie sie nach einer Senkung um etwa 10 oder 20 m aussehen würde. Man gebe eine empirische und eine erklärende Beschreibung der dann vorhandenen Formen.

1e. Wie viele verlängerte konsequente Flüsse sind auf der Carta del Regno d'Italia 1 : 100 000 Bl. 118, 125, 133, 134, 141 zu erkennen? Wie groß ist die ungefähre Breite der Strandebene an den Mündungen der Flüsse und zwischen diesen? Man zeichne eine Figur ähnlich der Fig. 92 und gebe auf ihr die charakteristische Lage der Landstraßen, Eisenbahnen und Ortschaften an, die auf den obengenannten Kartenblättern verzeichnet sind. Man beschreibe deren Lage mit technischen Ausdrücken.

2. Man wähle eine Reihe von Elementen einer nicht allzu einfachen Küstenebene aus und nehme ein beliebiges Zerschneidungsstadium an. Man zeichne eine Karte oder ein Blockdiagramm zur Veranschaulichung der dementsprechenden Formen und fertige eine empirische und eine erklärende Beschreibung von ihnen an.

3. Man zeichne eine Umrißkarte einer jungen Küstenebene im Maßstab von 1 : 200 000 oder 1 : 500 000, die nach Südosten geneigt und von verschiedenen verlängerten, konsequenten Flüssen durchzogen ist. Ihre Breite im nordöstlichen Teile sei 18 km, 30 km weiter im Südwesten 25 km; ihr innerer Rand habe eine Höhe von 100 m im Nordosten und 200 m im Südwesten. Man beschreibe das wahrscheinliche Aussehen dieser Ebene 70, 80 oder 90 km weiter im Nordosten. Man trage auf der Karte die Lage der Wasserfälle auf der Fallinie ein.

3b. Man zeichne eine ähnliche Karte derselben Küstenebene, aber nach Erreichung des Greisenalters. Wieviel hat sie dann im Nordosten und Südwesten an Breite verloren? Man zeichne Querschnitte, die das Profil der jungen und alten Ebene zeigen.

Cuestas. 4a. Man zeichne einen Querschnitt durch eine alte Küstenebene, deren Schichten leicht nach Osten geneigt sind, und die unten weich, oben dagegen widerstandsfähig sind. Dabei gebe man mit punktierten Linien das Urprofil und die Urstruktur der Ebene an.

4b. Man nehme eine mäßige Hebung an, durch die diese alte Küstenebene in einen neuen Zyklus eingeführt und eine neue Küstenebene an ihrem äußeren Rande hinzugefügt wird. Man verzeichne die neue Erosionsbasis auf dem vorigen Querschnitt und füge eine Anzahl neuer Profile hinzu, die die Veränderungen im neuen Zyklus zeigen, bis wieder das alte Stadium erreicht ist. Man zeichne zwei oder drei Blockdiagramme für die interessantesten Stadien. Man beschreibe die Anordnung der

Flußsysteme am Beginn und am Ende des zweiten Zyklus. Man erkläre die Veränderungen. Man vergleiche die Breite des Gebietes in der Jugend und im Alter jedes Zyklus.

4c. Man nehme an, daß eine schräg nach Nordosten gerichtete Senkung während der Reife des zweiten Zyklus eintritt. Man fertige eine empirische und eine erklärende Beschreibung der dann entstehenden Küstenlinie an.

5. Man betrachte die Blätter 89, 102, 114 der One-inch-map der Ordnance Survey of England (neue Ausgabe). Wie viele Cuestas sind auf ihnen zu erkennen? Man beschreibe sie nach Verlauf, Breite, Relief und Gliederung. Welchem Teile der Fig. 99 entsprechen sie? Zu welcher Art gehören die Flüsse? Man zeichne einen Querschnitt des Gebietes und gebe die Schichten an, die dieses, seine Grundlage und seine angenommene Uroberfläche aufbauen.

6. Man zeichne einen Querschnitt oder ein Blockdiagramm, das die freigelegte Grundlage, die Cuestas und die Tiefländer, die auf den Blättern 528—532 der Karte des Deutschen Reiches 1 : 100 000 dargestellt sind, zur Anschauung bringt. Welches Stadium allgemeiner Zerschneidung ist hier erreicht? Man beschreibe die Cuestas nach Relief und Zerschneidungsgliederung.

7. Man zeichne einen Querschnitt von Saarlouis nach Reims (Karte des Deutschen Reiches 1 : 100 000, Blatt 554, Carte de France 1 : 80 000, Blätter 34—37). Wie viele Cuestas sind zu sehen? Unter der Annahme, daß die oberste Schicht der Schichtgruppe ursprünglich nur wenig höher war als die Rückseite der westlichen Cuesta, welches Stadium der allgemeinen Zerschneidung ist dann hier vorhanden? Kann man bestimmen, ob die Erosion des Gebietes in einem oder in mehreren Zyklen vollzogen wurde? Man beschreibe die Cuestas nach Breite, Verlauf, Relief und Gliederung.

8. Man zeichne einen Querschnitt von Ost nach West durch Kalmar (Gen. Stabens Karta öfver Sverige 1 : 100 000, Blatt 17). Man fertige eine empirische und eine erklärende Beschreibung der Insel an.

Entwässerung von Cuestas. 9. Man zeichne eine Karte zur Darstellung der früheren und der jetzigen Entwässerungslinien des Seine-Marne-Gebietes (Carte de France 1 : 80 000, Blätter 49, 50, 66, 67). Man gebe die enthaupteten und abgelenkten Flüsse an. Man betrachte auf einer Übersichtskarte von Frankreich

die Beziehungen von Loire und Seine. Man mache die Annahme, daß die Loire sich einstmals nach Nordwesten zur Seine fortsetzte, wie das nach dem Vorkommen von Schottern aus dem Loire-Becken auf der Wasserscheide zwischen Loire und Loing wahrscheinlich ist. Wie kann diese Annahme eine Erklärung dafür geben, daß die obere Seine ihren nordwestlich gerichteten Lauf durch die Cuesta der Falaise de l'Isle de France nicht beibehält, sondern sich nach Westen längs des Tieflands im Südosten der Cuesta hin wendet? (Siehe Fig. 101.)

10. Man zeichne eine Karte des Quellgebietes der Donau (Karte des Deutschen Reiches 1:100000, Bl. 631, 632, 644, 645). Durch Schattierung oder mit Farben gebe man die freigelegte Grundlage, das innere Tiefland, die Jura-Cuesta an, ferner die Entwässerungsgebiete, die vom Neckar und der Wutach angezogen sind, und die enthaupteten Nebenflüsse der Donau. Wo wird wahrscheinlich die nächste Anzapfung stattfinden? Man fertige eine empirische und eine erklärende Beschreibung des Gebietes an.

Plateaus. 11. Man nehme eine Reihe stufen- und hangbildender Schichten an, die so angeordnet sind, daß wenigstens eine Plattform entwickelt ist. Man zeichne mehrere Profile, die die Formenfolge von der frühen Jugend bis zum Greisenalter, die unter dem Einfluß der normalen Erosion an diesen Schichten entstehen, zur Anschauung bringen. Welche Bezeichnungen sind für eine gute Beschreibung aller dieser Formen nötig? Man definiere jede Bezeichnung. Für welches Stadium des Erosionszyklus ist jede Form charakteristisch? Man zeichne ein Blockdiagramm für eines dieser Stadien.

12. Man zeichne eine Karte oder ein Blockdiagramm eines Plateaus, das aus einem Stufenbildner und einem darunterlagernden Hangbildner besteht und von einem Hauptstrom durchzogen wird, der mehrere insequente Nebenflüsse von verschiedener Länge besitzt. Man gebe die aufeinanderfolgenden Begrenzungen der Stufe an, so daß man die Umwandlung gerundeter Sporne in scharfe und scharfer Talenden in gerundete erkennt; desgleichen die Entstehung und das allmähliche Verschwinden eines Zeugenberges. Man zeichne ein Blockdiagramm für eines der Stadien in dem Zurückschreiten der Stufe.

13. Man betrachte Bl. 19 und 30 der Carte de France 1:80000 und beschreibe das Stadium der allgemeinen Zer-

schneidung, das Relief und die Gliederung der Zerschneidung. Welche Reihe von Bezeichnungen lassen sich für die verschiedenen Werte des Reliefs und der Zerschneidungsgliederung eines Plateaus vorschlagen? Sind Relief und Gliederung im Norden der Seine unter oder über dem Mittel der von Ihnen gewählten Reihe?

14. Man zeichne einen Querschnitt oder ein Blockdiagramm westwärts von Bourbonne (Carte de France 1 : 80 000, Blatt 99), desgleichen in nordwestlicher Richtung von Monthureux-sur-Sâone aus (Blatt 84). Man beschreibe jede Stufe nach Stadium, Relief und Zerschneidungsgliederung. Welches Stadium allgemeiner Zerschneidung ist in beiden Fällen erreicht unter der Annahme, daß der obere Stufenbildner auch die oberste Schicht der Urmasse darstellt?

Entwässerung von Plateaus. 15a. Man vergleiche die Anordnung der Flüsse auf den Bl. Tazewell und Monterey (Virginia) der Topographic Maps of the U. S. Geological Survey. Man entwerfe für jedes Blatt Diagramme zur Darstellung der Verzweigung der Flußsysteme und der Haupt- und Nebenwasserscheiden. Man suche die Verschiedenheiten zu erklären. Durch welche Ausdrücke wird man am besten diese Arten der Entwässerung bezeichnen können?

Ablenkung durch mäandernde Flüsse. 16a. Man zeichne eine Karte, die das Zusammenfließen zweier gewundener reifer Flüsse von ungleicher Größe zeigt (jeder durch eine einfache Linie bezeichnet). An einem Punkte, zwei oder mehr Windungen oberhalb des Treffpunktes, lasse man die Flüsse räumlich sich nähern, so daß jeder dem andern sich zuwindet.

16b. Man füge mehrere spätere Stadien der beiden Flußläufe hinzu, bis die beiden sich einander nähernden Windungen sich berühren. Was wird dann geschehen? Man nehme an, daß die Flüsse zu dieser Zeit schmale Auen ausgebildet hätten. Jetzt bezeichne man jeden Fluß mit einer doppelten Linie, schattiere die Talseiten und punktiere die Auen.

16c. Welchem besonderen Zug wird man in der Talaue des kleineren Flusses oberhalb des neuen Treffpunktes begegnen? Welchen Namen könnte man für den Hügel zwischen den Punkten des früheren und des späteren Zusammenfließens vorschlagen? Man zeichne einen Nebenbach, der der von dem kleineren konsequenten Fluß verlassenen Talstrecke folgt, und vergleiche die Windungen dieses Baches mit den Windungen der Talstrecke.

17. Man studiere Bl. 19 und 30 der Carte de France 1 : 80000 und zeichne Karten kleinen Maßstabes, die den früheren und den heutigen Lauf der Seine bei Duclair unterhalb von Rouen und die Ablenkung des Ste.-Austreberte-Baches durch Seitenerosion darstellen sollen. Dasselbe mache man für das Tal der Altmühl zwischen Beilngries und Mühlbach (Karte des Deutschen Reiches 1 : 100000, Blatt 579). Wie viele Hügel von der Art, wie sie in der Übung 16c betrachtet wurden, sind auf diesen Karten zu erkennen? Wie sind sie zu erklären und zu beschreiben?

Literaturnachweise zu Kapitel V.

1. R. T. Hill, Descriptive topographic terms of Spanish America. Nat. Geogr. Mag., VII, 1896, 291—302.
   Davis, The drainage of cuestas. Proc. Geol. Assoc., XVI, 1899 75—93.

1a. A. Penck, Morphologie der Erdoberfläche. Stuttgart 1894. Bd. 2. S. 566.

2. —, The development of certain English rivers. Geogr. Journ. V, 1895, 127 bis 146.

3. A. Penck, Talgeschichte der obersten Donau. Schr. Ver. für Geschichte des Bodensees, XXVIII, 1899, 117—130.
   Davis, The drainage of cuestas; s. oben.
   E. Scheu, Zur Morphologie der schwäbisch-fränkischen Stufenlandschaft. Forsch. d. Landes- und Volksk., XVIII, 1909, 367—401.

4. O. Barré, L'architecture du sol de la France. Paris 1903. Siehe S. 136—147.
   P. Vidal de la Blache, Tableau de la géographie de la France. In: Lavisse, Histoire de France. Paris, 1903. Bd. I. Siehe S. 119, 211.

5. Davis, The Seine, the Meuse and the Moselle. Nat. Geogr. Mag., VII, 1896, 189—202, 228—238.
   Carte de France, 1 : 80000. Bl. 49, 50, 66, 67; siehe auch Bl. 24, 35, 36, 51, 52, 68, 69.

6. Campbell and Mendenhall, Geologic section along the New and Kanawha rivers in West Virginia. 17[th] Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, Pt. II, 1896, 479—511.
   U. S. Geological Survey, Topogr. Karten. Bl. Arnoldsburg, Burnsville, Holbrook, Littleton, W. Va.; Lockport, Salyersville, Ky.

7. Davis, An excursion to the Grand canyon of the Colorado. Bull. Museum of. Comp. Zool., XXXVIII, 1901, 107—201. Siehe S. 121.

8. C. E. Dutton, Tertiary History of the Grand Cañon district. U. S. Geol. Surv., Monogr. II, 1882. Atlas, Bl. VI.

9. A. Hettner, Die Felsbildungen der Sächsischen Schweiz. Geogr. Zeitschr., IX, 1903, 608—626.

10. Davis, An excursion to the Plateau province of Utah and Arizona. Bull. Museum of Comp. Zool., XLII, 1903, 1—50. S. Seite 33—36.

11. U. S. Geological Survey, Topogr. Karten. Bl. Shinumo, Bright Angel, Vishnu, Ariz.

12. —, Bl. Abilene, Brownwood, Tex.

VI. KAPITEL.

VERWICKELTE STRUKTUREN: GEBIRGE.

Moderne Ansichten über den Ursprung der Gebirgsformen. Unter Gebirgen werden wir alle Formen betrachten, die eine verwickelte, nicht horizontale oder fast horizontale Struktur besitzen. Vor zwanzig Jahren schien der Versuch, derartige Formen systematisch zu behandeln, immer die Schwierigkeit einzuschließen, mit sehr unregelmäßigen Deformationsurformen rechnen zu müssen, deren Beschreibung zu kompliziert war, um von praktischem geographischem Nutzen zu sein. Seitdem hat sich jedoch herausgestellt, daß viele Gebirgszüge von derartig verwickelter Struktur gegenwärtig nicht in ihrem ersten, sondern in einem zweiten, durch eine ausgedehnte Hebung eingeführten Erosionszyklus stehen, nachdem im vorangegangenen Zyklus ein spätes Stadium erreicht worden war. Für diese Gebirge wenigstens wurde also das Problem der erklärenden Beschreibung der Gebirgsformen außerordentlich vereinfacht, weil selbst dann, wenn die innere Struktur verwickelt sein mag, die Uroberfläche des heutigen Zyklus verhältnismäßig leicht zu erfassen ist.

Der Weg, den die Erkenntnis bei diesem Problem genommen hat, ist recht lehrreich. Nachdem man die Gebirge besser kennen gelernt hat, ist die zunehmende Bedeutung, welche die Erosionsvorgänge gewinnen, von großem Interesse. Vor hundert Jahren führten selbst Geologen die Unregelmäßigkeit der Gebirgsformen, in der Hauptsache wenigstens, auf plötzliche Hebungen zurück. Als man dann jedoch schärfer beobachtete, erkannte man, daß viele Täler gänzlich unabhängig von den Hebungs- oder Bruchlinien waren und nur durch die langsam wirkenden Erosionsvorgänge erklärt werden konnten. Ungefähr gleichzeitig gewann die Anschauung festen Fuß, daß die Hebung ebenfalls ein langsamer Vorgang sei und nicht sehr viel rascher vor sich gehe als das Einschneiden eines großen Flusses. Etwas später sah man ein,

daß die allgemeine Erosion ausreicht, nicht nur tiefe Täler einzuschneiden und stolze Gebirge in milde Formen zu verwandeln, sondern selbst dazu, sie zu einem fast ausdruckslosen Flachland abzutragen — eine gewaltige Arbeit, die man früher allein der marinen Abrasion zutraute. Jetzt erkennt man, daß manche hochragende Gebirgskette in dem gegenwärtigen Erosionszyklus aus einer abgetragenen und wieder gehobenen Gebirgsmasse eines früheren Zyklus herausgeschnitten ist, und gleichzeitig gewinnt man Klarheit über die Wichtigkeit der glazialen Erosion, als einem für die Skulptur der Gebirge bedeutungsvollen Vorgang. Aus diesem Grunde muß man die eigenartigen Formen, die für die glaziale Erosion im Gegensatz zu der normalen charakteristisch sind, kritisch unterscheiden.

Beschreibung von Gebirgsformen. Angesichts dieser großen Fortschritte haben die Geographen allen Grund zu der Hoffnung, daß, noch ehe einige weitere Jahrzehnte ins Land gegangen sind, die Verwickelungen der Gebirgsformen so systematisch beschrieben sein werden wie heutzutage die Verwickelungen von Hochebenen und Cuestalandschaften. Die bisher auf diesem Gebiet gemachten Fortschritte machen uns dessen gewiß und ermutigen uns auch dazu, hier weiter zu arbeiten.

In gleicher Weise wie für andere Formen muß man auch bei den Gebirgen die Grenze des Nutzens der Beschreibung betrachten; diese wird zum Teil von dem ins Auge gefaßten Ziel und zum Teil von der Wirksamkeit des Wortes im Vergleich zu Karten, Bildern und Modellen abhängen. In einem Museum ist ein Modell besser als viele erklärende Sätze, und für eine Vorlesung oder ein Buch ist das Bild eine beredte Ergänzung der technischen Beschreibung. Nichtsdestoweniger muß manches über die Gebirge mit Worten ausgesagt werden, und es ist Sache des Geographen, die Hauptzüge der Gebirgsformen in für diesen Zweck geeigneten Ausdrücken darzustellen.

Über die Auswahl der Tatsachen, die beschrieben werden sollen, entscheidet die Vorbildung des Lesers und die Größe des zur Verfügung stehenden Raumes. Ein Bericht über einen Gebirgszug in einer allgemeinen Gebirgsbeschreibung für Anfänger wird selbstverständlich ganz anders lauten wie eine Monographie desselben Gebirges, die für den erfahrenen Geographen bestimmt ist. Was wir an dieser Stelle anstreben, ist eine Methode der Gebirgsbeschreibung, die eher für eine Mono-

graphie für Fortgeschrittenere als für ein Elementarbuch passend sein würde. Ist die Monographie das, was sie sein sollte, so ist es nicht schwer, aus ihr ein Schulbuch zu machen, während das Schulbuch nicht als Basis für die Ausarbeitung der Monographie dienen kann.

Systematische Methoden bei der Gebirgsbeschreibung. Das erste Erfordernis bei dem Versuch, eine systematische Methode für die Beschreibung der Gebirgsformen zu entwickeln, ist ein systematisches Fortschreiten von einfachen zu verwickelteren Fällen. Aus diesem Grunde müssen wir uns die Besprechung von vergletscherten Gebirgen, wie den Alpen, für später vorbehalten und können hier nur Gebirge von normaler Erosion betrachten. Der Umstand, daß bisher keine Übereinstimmung zwischen den Geologen und Geographen über das Ausmaß der glazialen Erosion erzielt worden ist, dürfte diese Art der Anordnung hinreichend rechtfertigen, und es empfiehlt sich daher, diesen Abschnitt mit der Darstellung von Gebirgen zu beginnen, bei denen keine Einwirkung von Gletschern stattgefunden hat. Was mich betrifft, so bin ich der Überzeugung, daß die Gletscher, mittelbar oder unmittelbar, von großer und wesentlicher Bedeutung für die Herausbildung des gegenwärtigen Formenschatzes der Alpen und anderer, früher vergletschert gewesener Gebirge sind, wie es Richter und viele andere so deutlich gezeigt haben. Es kann kaum bezweifelt werden, daß die nähere Bekanntschaft vieler Geographen mit vergletscherten Gebirgen, wie den Alpen, den schottischen und norwegischen Hochländern, ohne daß sie eine vertraute Kenntnis nicht vergletscherter Gebirge von gleicher Höhe gewonnen hatten, das Verständnis für die normale Entwickelung der Gebirgsformen verzögert und die Erkenntnis, daß die Gletscher von hervorragender Wichtigkeit für die Gebirgsskulptur sind, aufgehalten hat.

Wir werden also mit Gebirgen normaler Erosion beginnen, müssen aber außerdem die ersten Beispiele so wählen, daß sowohl nach Struktur wie nach dem Charakter der Hebung einfache Verhältnisse vorliegen. Erst nach der Darstellung der einfachen, typischen Formen werden wir die Verwickelungen vorführen können, die mit Strukturen von verschiedener Widerstandsfähigkeit und mit ungleichmäßigen Hebungen verbunden sind. Noch später werden jene komplizierten Erscheinungen an die Reihe kommen, die durch den Wechsel normaler und gla-

zialer Erosion, wie sie die Schwankungen des Klimas während der Eiszeit begleiteten, hervorgebracht werden. Unser Weg mag vielleicht lang erscheinen, da er so viele Stufen umfaßt. Aber es gibt keine systematische Methode, durch die er abgekürzt werden könnte, denn die Beschreibung der Gebirgsformen gehört nicht zu den Problemen, die sich am besten nach der Gordischen Methode lösen lassen.

Vorläufige Betrachtung. Wir wollen annehmen, es dehne sich vor uns ein weites Tiefland (Fig. 108) aus: ein ausgeglichener Hauptstrom windet sich durch eine breite, flache Talflur, und verschiedene Nebenflüsse, die ebenfalls flache Täler entwässern und sich wiederholt unregelmäßig abzweigen, vereinigen sich mit ihm. Die Bodendecke des Tieflandes ist im allgemeinen tief; gelegentliche künstliche Aufschlüsse enthüllen einen Unterbau kristallinischer Gesteine oder deformierter Schichten von fast gleichförmiger Widerstandsfähigkeit unter dem Erdboden. Hier und dort erhebt sich eine Gruppe niedriger Hügel; an ihrem Gehänge ist dann der Erdboden dünner und steiniger, und es finden sich hier und da natürliche Gesteinsaufschlüsse: mit einem Wort, es liegt eine auf gestörten Strukturen abgetragene Fastebene mit einigen Monadnocks vor uns.

Die Piedmont-Zone des Appalachen-Gebirges. Denken wir uns nun, daß die Fastebene in ihrer ganzen Ausdehnung gehoben, daß also ein neuer Erosionszyklus eingeführt wird. Sofort sind die Flüsse zu neuem Leben erwacht und beginnen wieder in ihren früheren Talfluren zu erodieren. Ist der Betrag der Hebung gering, so wird die ehemalige Fastebene mit der Zeit in ein hügeliges Gebiet von kleinem Relief verwandelt werden, wie dies z. B. in der aus kristallinen Schiefern bestehenden Piedmont-Zone, welche die südöstliche Seite der Appalachen in Virginia und weiter im Südwesten begrenzt, der Fall ist.[1] Große Teile dieses Streifens sind jetzt reif zerschnitten, wie z. B. in dem Gebiet rund um Richmond in Virginia; man sieht dies auf dem Blatt gleichen Namens der topographischen Karte der U. S. Geological Survey, wo die überall mit tiefem Erdboden bedeckten, ziemlich grob gegliederten Hügel eine Meereshöhe von 50 bis 70 m, und die augenscheinlich insequenten Täler eine Tiefe von 30 bis 50 m haben. Ein anderer Teil desselben Streifens ist auf den Kartenblättern von Südcarolina wiedergegeben; hier ist die Übereinstimmung der Gipfelhöhen benach-

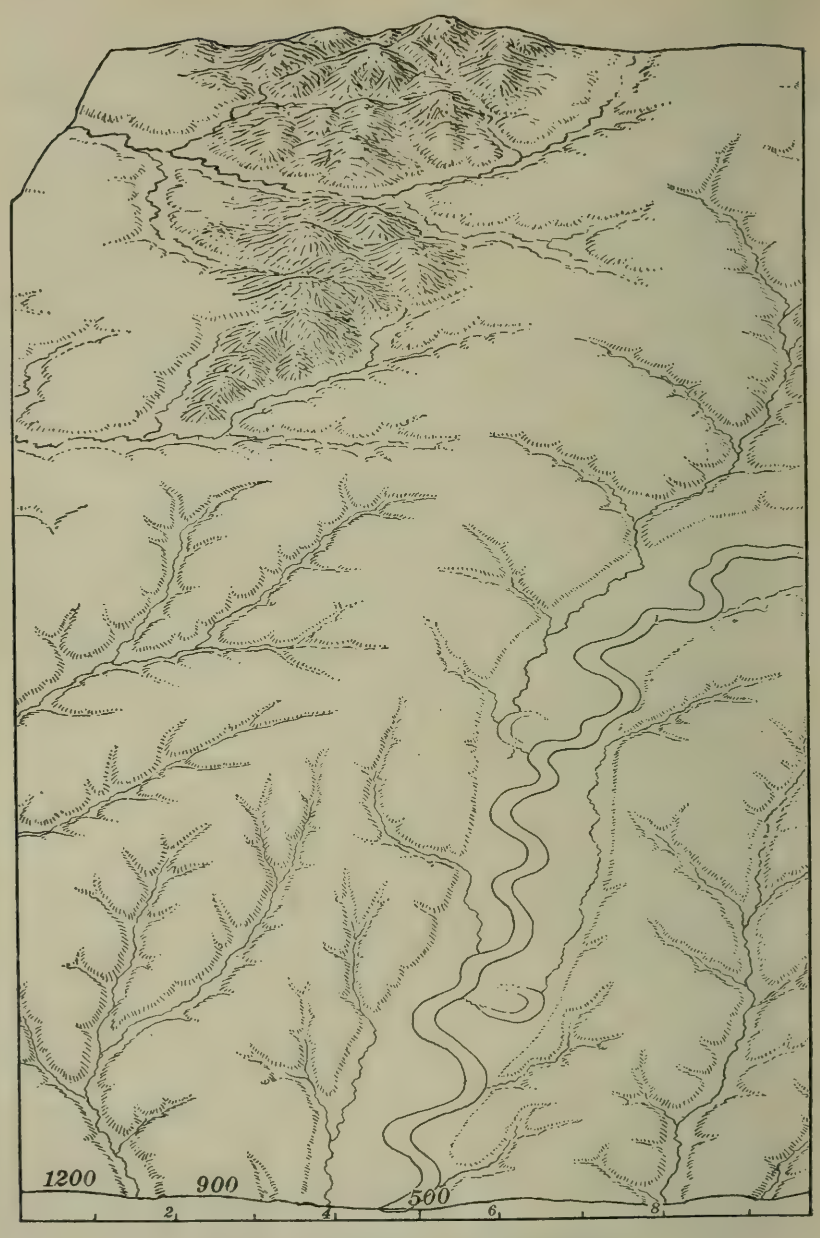


Fig. 108. Eine Fastebene mit einigen Monadnocks.

barter Hügel in einer Höhe von 100 bis 130 m sehr charakteristisch; die insequenten, etwas feiner gegliederten Täler besitzen eine Tiefe von 70 bis 100 m; ein kleiner Monadnock, der Little Mountain, überragt die Hügel um 130 m. Ähnliche Bildungen findet man bei Atlanta in Georgia, wo sich über der reif zerschnittenen Fastebene bei einer Höhe von 370 m mit Tälern von 70 m Tiefe und darüber die nackte Granitkuppe des Stone-Berges erhebt, die fast 230 m höher hinaufgeht.[2]

Die hier beschriebenen Formen sind eigentlich keine Gebirge in dem Sinne, daß sie ein starkes Relief aufweisen; wir werden jedoch sehen, daß sie sich von Gebirgen nur deswegen unterscheiden, weil die Landmasse, in welche die Täler eingeschnitten sind, nur so wenig gehoben wurde. Systematisch betrachtet, stellen solche Erhebungen im Wachstum zurückgebliebene Gebirge dar, und trotz ihrer oberflächlichen Ähnlichkeit mit einer reif zerschnittenen Küstenebene gehören sie doch in die ersten Abschnitte eines Kapitels über die Gebirgsformen.

Der Leser kann die allgemeinen Züge dieses Gebietes sehr gut erfassen, wenn der Beobachter es in folgender Weise systematisch beschreibt: Die meistens aus deformierten, kristallinen, widerstandsfähigen Schiefern bestehende Piedmont-Zone in Virginia und Nord- und Südcarolina war in einem früheren Zyklus flach abgetragen — mit Ausnahme weniger, kleiner Monadnocks —, dann mit einer leisen Neigung gegen die Küste hin mäßig gehoben und in dieser Stellung reif und meist insequent zerschnitten, so daß sie uns jetzt eine mit tief verwittertem Boden bedeckte Landschaft von niedrigem, landeinwärts zunehmendem Relief und öfter grober als feiner Gliederung zeigt, in welcher die größeren Ströme spätreife, breite und gut ausgeglichene Täler ausgegraben haben. Hier findet man Struktur, Stadien, Relief und Gliederung ausdrücklich erwähnt; der Vorgang muß normal sein, weil nichts anderes bemerkt wird. Ursprünglich war die ganze Oberfläche bewaldet, heute ist sie jedoch teilweise für landwirtschaftliche Zwecke abgeholzt. Vorne ist diese Zone durch eine breite Küstenebene begrenzt, die wie er im früheren Zyklus alt wurde, und jetzt nach der neuen Hebung spätreif zerschnitten ist und daher ein gegen die Küste hin abnehmendes Relief besitzt. Im Hinterland erheben sich zahlreiche Monadnocks, die sich endlich in dem ununterbrochenen, im früheren und gegenwärtigen Zyklus nicht aufgezehrten Blue-ridge-Hochland ver-

einigen, wo aber die Quellen der transversalen Flüsse durch rückschreitende Erosion ihre Täler kräftig verlängern. Wenn der Leser diese Hauptzüge des Gebietes erkannt hat, ist er imstande, verschiedene Einzelheiten in ihrer richtigen Stellung mit Rücksicht auf die wichtigeren Formenelemente zu erfassen und die Namen der Flüsse, Städte usw. zu lernen. Leicht kann man jetzt z. B. hinzufügen: Wo einer der Querflüsse, der Congaree River, die äußere Grenze der Piedmont-Zone erreicht, und wo er augenscheinlich infolge einer rezenten und leichten, vorhin nicht erwähnten Hebung einige noch nicht ausgeglichene Stromschnellen entwickelt hat, liegt Columbia, die Hauptstadt Südcarolinas.

Gebirgsstrukturen von ungleicher Widerstandsfähigkeit. Es geschah mit Absicht, daß das erste in diesem Kapitel gebrachte Beispiel eine über weite Flächen ziemlich gleichmäßige Gesteinszusammensetzung aufwies, so daß die Wirkungen einer verschiedenen Widerstandsfähigkeit von geringer Bedeutung waren. Immerhin hat doch auch hier das gelegentliche Vorkommen von Resthügeln, die über die gehobene Peneplain der Piedmont-Zone hinausragen, das örtliche Vorhandensein besonders harter Gesteine deutlich angezeigt; aber solche Resthügel sind Ausnahmen, und man kann den größten Teil des Gebietes beschreiben, ohne ihrer Erwähnung zu tun. Wenn wir aber nunmehr zu der Betrachtung von Beispielen von gestörter Struktur und wechselnder Widerstandsfähigkeit übergehen, so können wir uns leicht deduktiv die Formen ableiten, die wir zu erwarten haben. Im alten Stadium, das der Hebung vorangeht, wird man sich vorstellen können, daß die härtesten Massen durch Resthügel und -rücken repräsentiert sein müssen, deren Anordnung die Art der Struktur, durch die sie ja bedingt sind, klar widerspiegeln muß. Zu derselben Zeit müssen die weichsten Gesteine zu einem Tiefland abgetragen sein, das durch subsequente Flüsse entwässert wird, und auch hier wird der Verlauf der Flüsse die Anordnung der weichen Strukturen erkennen lassen. Nach der Hebung werden die weichen Schichten relativ rasch in reife oder spätreife Täler mit breiten Talböden verwandelt werden; wo aber die Flüsse harte Gesteinsmassen durchqueren, da werden die in das Hochland eingeschnittenen Täler noch eng sein und Stromschnellen am Boden und Aufschlüsse an den steilen Gehängen zeigen; wo schließlich die allerhärtesten Gesteine vorkommen, werden die Monadnocks emporragen.

Das Rheinische Schiefergebirge. Eine interessante Abweichung von den einfachen Formen des Piedmont-Streifens der Appalachen finden wir im Rheinischen Schiefergebirge, das wir bereits verschiedentlich erwähnt haben. Das Vorkommen von Flußschottern in verschiedenen Höhenlagen beweist, daß sie in den breit geöffneten und tiefgelegenen Talböden ehemals ausgeglichener Ströme zur Ablagerung kamen, und die geologische Geschichte dieser Schotter kann recht verwickelt sein.[3] Die gegenwärtigen Hauptformen des Gebietes — wenigstens des Hunsrückgebietes zwischen Mosel und Rhein, das ich am besten kennen gelernt habe — scheinen jedoch nur drei Erosionszyklen erfordert zu haben, in deren erstem das Gebiet eine so bedeutende Abtragung erlitt, daß nur gewisse Streifen sehr widerstandsfähiger Quarzite als unterjochte Rücken in mäßigem Relief übrig blieben. Dann erreichte nach einer ausgedehnten und etwas ungleichen Hebung der zweite Zyklus die späte Reife, das heißt, die Täler des Rheins, der Mosel und der Lahn wurden flach und breit geöffnet, und die benachbarten Hochländer wurden meistens zu unterjochten Formen von grober Gliederung zerschnitten. Schließlich geschah die Hebung zu der augenblicklichen Höhe, und in diesem Zyklus treten die Hauptflüsse gerade in das frühreife Stadium. Die Nebenflüsse sind eine Strecke talaufwärts von ihren Mündungen jung; das Hochland in der Nachbarschaft der Haupttäler ist scharf und jung oder frühreif zerschnitten, bewahrt aber weiter im Hinterland die groben, unterjochten Formen des zweiten Zyklus; die Monadnocks erlitten nur eine untergeordnete Einwirkung, es sei denn, daß sie durch einige transversale Flüsse stark eingeschnitten sind.

Alle Haupttäler weisen mehr oder weniger ausgesprochene eingesenkte Mäander auf — am schönsten sind sie an der Mosel entwickelt —, die dadurch zu erklären sind, daß die Flußwindungen auf den breiten, spät reifen Talfluren des zweiten Zyklus ausgebildet wurden. Die Mosel unterhalb von Trier tritt in ein ungewöhnlich breites Tal ein, das sich jedoch noch weiter fortsetzt, auch nachdem der Fluß es verlassen hat, um in ein enges Tal in der Gegend von Berncastel einzutreten. Das breite Tal ist daher durch das Auftreten eines Streifens weicher Gesteine zu erklären, der leicht und rasch denudiert wurde und schon im dritten Zyklus ein spätreifes Entwicklungsstadium erreicht hat.

Man kann also hier fünf Klassen von Formenelementen unter-

scheiden: 1. die Rücken der linearen Monadnocks, *M*, (Fig. 43) und die Hügel, die im ersten Zyklus nicht völlig aufgezehrt wurden; 2. die gelegentlich vorkommenden, unzerschnittenen, flachen Überreste, *H*, *H*, (Fig. 43 und 44) der Abtragungsebene, die die im wesentlichen vollendete Arbeit des ersten Zyklus selbst bis zur Gegenwart bewahren; 3. die breit geöffneten, flachen, spätreifen und jetzt hochliegenden Talböden, *T*, *T*, der Hauptflüsse, die schmäleren Talböden der Nebenflüsse und die sanft abgeböschten Talhänge, *Q*, des zweiten Zyklus; 4. die engeren, tieferen, steilwandigen Haupt- und Nebentäler, *R*, *N*, des dritten Zyklus, und 5. die selteneren, reifen Täler des dritten Zyklus. Es dürfte möglich sein, in dieser Weise jedes Formenelement in seine richtige Klasse zu bringen, und dadurch sowohl die Beschreibung als die Auffassung des Gebietes zu erleichtern. Erst nachdem man eine solche allgemeine erklärende Beschreibung vorbereitet hat, kann man die zahlreichen Verwickelungen hinzufügen, die nötig sind, um sich eine genaue Bekanntschaft mit dem Schiefergebirge zu erwerben: die Verbreitung und die Höhe der überlebenden Hochländer und der überragenden Monadnocks, die Anordnung der Haupt- und Nebentäler, ihre verschiedene, durch härtere und weichere Gesteine bedingte Breite und ihre verschiedene, durch die zwei späteren Zyklen beeinflußte Tiefe, die vulkanischen Formen, die in so zufälliger Beziehung zu den durch normale Erosion erzeugten Formen stehen usw. Aber hier, wie immer bei erklärenden Beschreibungen, ist es wichtig, ja wesentlich, nicht die Begebenheiten der geologischen Vergangenheit nur in ihrer historischen Aufeinanderfolge hervorzuheben, sondern stets die heutzutage sichtbaren geographischen Ergebnisse der vergangenen Ereignisse in den Vordergrund zu stellen.

Das französische Zentralmassiv. Ein großer Teil des südlichen Mittel-Frankreich ist charakterisiert durch die Formen einer gehobenen Peneplain, die hier und da von Monadnocks überragt ist und durch neu eingesenkte Täler mehr oder weniger zerschnitten wird. Das Gebiet besteht in der Hauptsache aus stark gestörten kristallinischen Gesteinen, die der Abtragung einen bedeutenden Widerstand entgegensetzen; die Oberfläche des Hochlandes zieht jedoch oft mit geringem Relief über weite Flächen ohne jede Rücksicht auf die komplizierte Struktur hinweg. Die unaufgezehrten Restberge nehmen nur ein ganz be-

schränktes Areal ein; sie sind gewöhnlich von mäßiger Höhe und unterjochter Form und mit einer mächtigen Decke kriechenden Schuttes überzogen. Die in das Hochland eingeschnittenen Täler haben frühe oder volle Reife erlangt, je nachdem sie in weicheren oder härteren Gesteinspartien liegen. Es kann z. B. ein Tal in einem Abschnitt nur aus einer engen, mäandernden Schlucht bestehen (Fig. 51), die zahlreiche Aufschlüsse und schmale Auen besitzt, in einem anderen dagegen, der nur wenige Kilometer weiter oberhalb gelegen ist, eine Talflur zeigen, deren Breite für Ackerbau und Ansiedlung völlig ausreicht (Fig. 52). Der Lauf eines kleinen Nebenflusses kann sich ebenso aus einem engen Cañon plötzlich in ein breites Tal verwandeln (Fig. 53). Man kann in solchen Fällen annehmen, daß der Wechsel der Talform durch eine Änderung des Gesteinswiderstandes hervorgerufen wird, auch ohne daß man die Gesteine selbst einer genaueren Prüfung unterzieht; aber es ist doch immer wünschenswert, die Annahme durch eine Untersuchung der geologischen Struktur zu stützen. Wenn also auch die Täler des Zentralmassivs sich in früher oder später Reife befinden, so ist doch das wellige Hochland selbst auf weite Strecken hin noch so gut erhalten, daß seine Zerschneidung erst als ganz jugendlich betrachtet werden darf. Es liefert uns ein gutes Beispiel für das allgemeine Prinzip, daß Hochländer und Täler nicht notwendigerweise in gleichem Schritt den Erosionszyklus durchlaufen müssen. Selbst wenn dieses Hochland einmal reif zerschnitten sein wird, kann es doch keine scharfen Gipfel und Kämme aufweisen; seine Höhe ist so gering, daß dann, wenn die Täler sich so weit verbreitert haben, daß sie das Hochland aufzehren, das Gebiet nur abgerundete Formen aufweisen wird. Eine vorzügliche erklärende Beschreibung eines Teiles dieses Gebietes besitzen wir seit kurzem aus der Feder Demangeons.[4]

Eine gewölbte Fastebene. Man denke sich nun ein Tiefland in unregelmäßiger Weise verbogen, wie es die Fig. 109 darstellt, die ebenso wie Fig. 108, 116, 120 u. a. meinen „Practical Exercises in Physical Geography" entnommen und nur reduziert worden ist. Hier ist die Oberfläche in breiter Wölbung schräg gegen den Lauf des Hauptflusses gehoben, dort ist sie weniger gehoben oder hat sogar eine beckenartige Senkung erfahren. Man kann sich nun den Vorgang der Verbiegung als langsam oder schnell geschehend denken. Ist letzteres der Fall, so werden

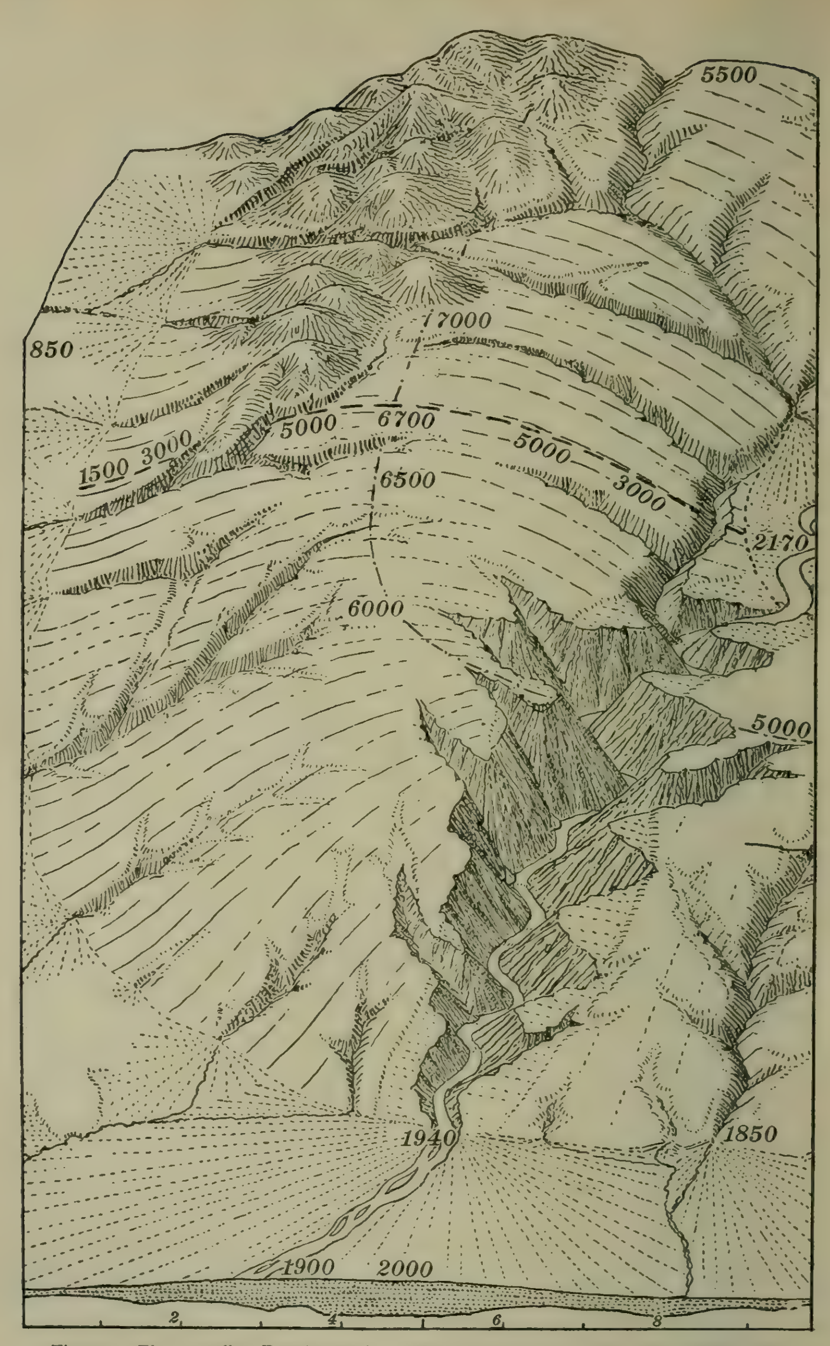


Fig. 109. Eine gewölbte Fastebene, die von einem antezedenten Fluß durchschnitten ist.

alle Flüsse, deren Lauf der neuen Abdachung entgegengerichtet war, durch neue, konsequent auf der verbogenen Oberfläche fließende Flüsse ersetzt werden; das Becken wird einen See enthalten, der dann an dem niedrigst gelegenen Punkt der umschließenden, aufgewölbten Höhen überfließen wird. Ging die Verbiegung dagegen langsam vor sich, so werden nur die kleineren Flüsse eine Verlegung erfahren; die großen können ihren ursprünglichen Lauf beibehalten und sich während der Hebung in die gehobene Oberfläche einschneiden; das Becken wird durch den hineingespülten Schutt so schnell ausgeglichen werden, daß eine Seebildung nicht stattfinden kann. Wir wollen nun das Thema weiter verfolgen, und zwar unter der Annahme einer langsamen Verbiegung, die so lange andauert, daß einige Gebiete zu Hochländern werden können.

Der Cañon eines antezedenten Flusses. Unter diesen neuen Verhältnissen wird der augenfälligste Zug die tiefe Schlucht sein, die der Hauptstrom in das emporgewölbte Hochland eingesägt hat. An den Schluchtwänden hat man gute Gelegenheit, die Gesteinsstruktur zu studieren, die im Hochland überall mit tief verwittertem Schutt überzogen ist. Am Boden der Schlucht besitzt der Fluß ein starkes Gefälle und strömt daher in dem verengten Bett (Fig. 109), das oft von unausgeglichenen Wasserfällen unterbrochen ist, eiligen Laufes dahin. Untersucht man den Hochlandskamm, so kann seine rekonstruierte Höhe dort, wo die tiefe Schlucht eingeschnitten ist, größer sein als an einem andern Punkt, und man darf dies als einen deutlichen Beweis für die Langsamkeit der Hebung ansehen und muß daher diesen Fluß zu der Klasse der antezedenten rechnen. Denn wäre die Hebung plötzlich vor sich gegangen, so hätte sich eine Barriere bilden und dadurch ein großer See aufgestaut werden müssen; dieser See hätte an dem tiefstgelegenen Punkt überlaufen müssen, so daß dann hier die Schlucht eingeschnitten wäre. Der ehemalige Lauf eines antezedenten Flusses läßt sich oft während eines frühen Stadiums des neuen Zyklus durch das Vorkommen fluviatiler Schotterablagerungen an den oberen Rändern der Schlucht nachweisen. Die Schluchtwände werden viele natürliche Aufschlüsse freilegen, aus denen sich klar ergibt, daß die Hochlandoberfläche keine innere Verwandtschaft mit der deformierten Struktur besitzt, über die sie jetzt hinwegzieht. So lange die Vertiefung der Schlucht dauert, wie man leicht daran

erkennt, daß der Boden der Schlucht kaum breiter ist als der sie durchfließende Strom, können sich einige der kleineren Nebenschluchten oberhalb des Schluchtbodens öffnen und auf diese Weise durch normale Vorgänge seitliche Hängetäler entstehen (Fig. 110). Wir haben jedoch bereits gesehen, daß diese normalen Hängetäler bald nach dem Aufhören der Hebung gleichsohlig münden; dann werden, nachdem der Hauptfluß seinen Talboden so tief wie möglich eingeschnitten und ausgeglichen hat, auch die Nebenflüsse ihre kleinen Schluchten sehr bald da, wo sie sich mit ihm vereinigen, bis zu einem mit dem des Hauptflusses gleichen Niveau eingesenkt haben; ihr Gefälle wird jedoch noch lange Zeit viel steiler bleiben als das des Hauptflusses.



Fig. 110. Normale seitliche Hängetäler.

Die kleineren Täler. Ein anderer unsere Aufmerksamkeit in Anspruch nehmender Zug sind die zahlreichen Täler, die in die Seitenhänge des emporgewölbten Hochlandes scharf eingeschnitten sind (Fig. 109). Einige mögen das Werk kleiner antezedenter Flüsse sein, die durch die Hebung wiederbelebt wurden, und sie werden gewöhnlich einem Lauf folgen, der schräg zu der Neigung der Aufwölbung liegt. Andere werden das Werk von Flüssen sein, die erst der Hebung ihr Dasein verdanken; diese sind daran kenntlich, daß sie der Neigung der aufgewölbten Oberfläche folgen. Während die Hauptschlucht, wie wir gesehen haben, an jener Stelle am tiefsten ist, wo sie den Kamm der Wölbung durchschnitten hat, besitzen die anderen Täler ihre größte Tiefe ungefähr auf halber Höhe des Wölbungshanges. An den Quellen, in der Nähe des Wölbungskammes, sind die Flüsse zu klein, um schon irgendeine bemerkenswerte Erosion ausgeübt zu haben; an ihren Mündungen, wo die Täler sich gegen das Flachland öffnen, können die Flüsse nicht unter die durch das tief bleibende Flachland gebildete Basis einschneiden, selbst wenn ihre Wassermasse noch so groß ist; sie werden

wahrscheinlich hier eine aufschüttende Tätigkeit entfalten und Schwemmkegel aufbauen, wenn das Flachland nicht gehoben wird. Zwischen Quelle und Mündung haben die Flüsse Kraft und Möglichkeit, zu erodieren, und naturgemäß erlangen die Täler deshalb hier die größte Tiefe in diesem frühen Stadium ihrer Entwicklung. Bei der Beschreibung derartiger Täler dürfte es daher angebracht sein, die Entfernung von der Mündung anzugeben, bei der die größte Tiefe erreicht wird.

Von anderen Zügen heben wir das starke Gefälle der Flüsse hervor, das sie mit gewaltiger Geschwindigkeit dahinschießen läßt, außerdem die zahlreichen kleinen Wasserfälle, die darauf hinweisen, daß noch eine bedeutende Tiefenerosion zu leisten ist, ehe die Flüsse gut ausgeglichen sind. In der Nähe der Quellen wiederbelebter Ströme finden sich die Überreste vormaliger Täler, die jetzt gehoben und mehr oder weniger tief eingeschnitten sind; hier ist das Gefälle sanfter als weiter talabwärts, ein Verhältnis, das sehr gut das unreife Erosionsstadium kennzeichnet.

Die Hänge der neueingeschnittenen Nebentäler werden im Oberlaufe so gestaltet sein, als ob sie bereits besser ausgeglichen wären als die Hänge der Hauptschluchten. Es erscheint das ganz erklärlich, weil Nebenbäche von geringer Wassermenge aller Wahrscheinlichkeit nach nicht imstande sind, ihre neuen Täler sehr rasch zu vertiefen; ihre Erosionstätigkeit wird durch die bedeutende Arbeit des Transportes, die sie zu leisten haben, verzögert. Sie werden daher bald viele kurze, ausgeglichene Strecken zwischen ebenso vielen niedrigen Wasserfällen entwickeln, und zu gleicher Zeit werden die Talgehänge abgeböscht und mehr oder weniger vollständig ausgeglichen werden. In der Hauptschlucht geschah im Gegenteil das Einschneiden viel schneller, und die Verwitterung war noch nicht imstande, die steilen Wände abzuböschen.

Das wenig zerschnittene Hochland. Den wichtigsten, wenn nicht den augenfälligsten Zug bildet die breite, schuttbedeckte Hochlandoberfläche selbst, deren einer Teil in Fig. 111 veranschaulicht ist. Ein solches Hochland ist keine eigentliche Gebirgsform, sondern ein Gebirgsembryo. Für die Entwickelung des Embryos zu einem Gebirge ist es notwendig, daß die Hebung solange fortdauert, bis das Hochland eine große Höhe erlangt hat, so daß tiefe Täler hineingeschnitten werden können; und

daneben muß auch die Hebung geologisch schnell erfolgen, da das Hochland sonst unterjocht wird, selbst während es eine Hebung erfährt.

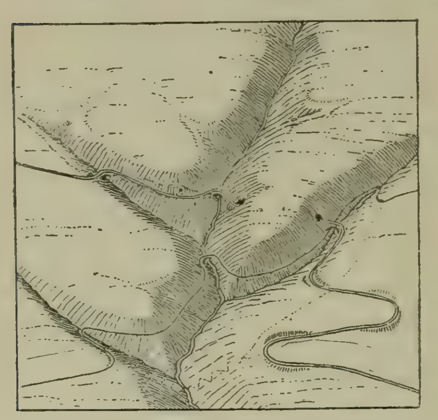


Fig. 111. Ein wenig zerschnittenes Hochland.

Über ein erst vor kurzem aufgewölbtes Hochland, das keine große Höhe gewonnen hat, kann man bequem hinwegwandern, wenn man die neu eingeschnittenen Täler und die tiefen Hauptschluchten vermeidet. Ist das Klima nicht allzu rauh, so wird es eine Ackerbau oder Viehzucht treibende Bevölkerung zu ernähren vermögen. Die Hänge der Hochlandwölbung werden nicht so steil sein, daß man nicht einen Fahrweg leichter hier hinüber, als durch die Schlucht führen könnte. Werden aber bei steigendem Verkehr Eisenbahnen erforderlich, so wird man das Gewölbe des Hochlands vermeiden und das weit kostspieligere Herausschneiden eines Schienenbettes an den Wänden der Schlucht (Fig. 110) vorziehen. Ein in dieser Weise angelegter Weg wird dann natürlich in unserer Zeit der Vergnügungsreisen zu einem landschaftlichen Anziehungspunkt für Touristen werden, und gar mancher, der durch eine solche Schlucht hindurch fährt, wird sich einbilden, durch eine kühne Gebirgslandschaft zu reisen, da er ja von den einfachen Formen des Hochlandes über ihm nichts ahnt.

Ein Senkungsbecken. Unwesentlichere, aber doch charakteristische Begleiterscheinungen sind ein stromaufwärts von einer Schlucht gelegenes, aufgeschüttetes Senkungsbecken und die Ablagerungen von Gebirgsschutt im Vorland, wo die Flüsse aus ihren neu eingeschnittenen Tälern in das angrenzende Flachland ausmünden, worauf wir bereits hingewiesen haben. Ferner wird man die gehobenen Monadnocks bemerken, wie sie hier und da das Hochland überragen; kommen sie an einem Seitenhang der Wölbung vor, so darf man erwarten, daß sie an ihrer steileren Seite vielfach nacktes Gestein zeigen, wo die ausgeglichene Bodendecke des vorangegangenen Zyklus schnell abgestreift wurde, und wo sich bisher noch keine neue hat bilden können: denn die Mo-

nadnocks bestehen ja aus besonders harten Gesteinen und ändern daher ihre Form nur äußert langsam.

Die Ardennen. Das schönste mir bekannte Beispiel eines emporgewölbten Erosionstieflandes von stark gestörter Struktur, jedoch im allgemeinen von fast gleichmäßiger Widerstandsfähigkeit, das von einem antezedenten Flusse gequert wird, sind die Ardennen, die als ein westlicher Ausläufer des Schiefergebirges anzusehen sind. Man kann dort über das sanft wellenförmige Hochland auf dem Wölbungskamm hinweg wandern, wo die Oberfläche tiefen Erdboden besitzt und stellenweise so flach ist, daß sie sumpfig wird, und dann vom oberen Ende eines Nebentales in das tief eingeschnittene Haupttal der Maas, *MM* (Fig. 79), hinabblicken. Selten sieht man eine bessere Verwirklichung eines gehobenen und teilweise zerschnittenen Gebirgsrumpfes. Die Horizontlinie an der ferneren Talseite des Hochlandes ist außerordentlich einfach und biegt ganz allmählich nach Norden und nach Süden ab. Die an den steilen Talgehängen entblößten Gesteine zeigen eine ungemein verworrene Struktur, die einen nur sehr geringen Einfluß auf die allgemeinen Formen ausübt; meistenteils aber liegen die Talseiten unter einer Decke ausgeglichenen Schuttes verborgen. Der Fluß hat während des Einsägens der Schlucht seine Krümmungen außerordentlich vermehrt und ist jetzt gerade dabei, kleine Talauen zu entwickeln.

Wären die Ardennen plötzlich gehoben worden, so wäre die Maas nach Osten oder Westen abgewichen; in Wirklichkeit aber hat sie nicht nur ihren antezedenten Lauf durch das emporgewölbte Hochland beibehalten, sondern auch ihre transversale Schlucht so kräftig eingeschnitten, daß sie den stromaufwärts liegenden Teil ihres Laufes nicht aufzuschütten brauchte; auch dort wirkte sie erodierend und vertiefte ihr Tal in den Cuestas des nordöstlichen Frankreich. Hier mußte jedoch das Einschneiden wegen der schwierigen Erosion der Schlucht langsam vor sich gehen; dies ist wahrscheinlich schuld daran, daß die Maas, wie schon früher erwähnt, zwei Nebenflüsse verloren hat, einen größeren im Osten, der vom Moselsystem angezapft wurde, und einen kleineren im Westen, die Aire, die das Seinesystem an sich riß.[5] Gewisse Teile der Ardennen, die aus weniger widerstandsfähigen Gesteinen aufgebaut sind als der Kamm, sind in dem durch die Hebung eingeführten Zyklus bereits in einzelne Hügel und Rücken aufgelöst. Eine Beschreibung dieses interessanten Gebietes unter

Berücksichtigung seiner Zyklen und Erosionsstadien, wie seiner antezedenten, konsequenten und subsequenten Täler wäre sehr erwünscht.

Bei allen unzerschnittenen Hochländern ist es gut, stets im Auge zu behalten, daß der Beweis für die Hebung nicht geologischer Natur ist in dem Sinne, daß er sich auf das Vorkommen geschichteter Ablagerungen mit marinen Versteinerungen stützt, sondern daß er geographisch ist, indem er von der Form ausgeht. Die einzige Erklärung für eine ebene Oberfläche, die in einem feuchten Klima gleichmäßig über eine dislozierte Gesteinsunterlage hinwegzieht, ist, daß sie in einem früheren Zyklus zu einem Tiefland abgetragen oder durch marine Abrasion zu einer Platte abgehobelt wurde und dann bis zu ihrer gegenwärtigen Höhe gehoben wurde. Die von Passarge angenommene Möglichkeit der Entstehung von Fastebenen in einem trockenen Klima wird in einem späteren Kapitel besprochen werden.

Die Sierra Nevada in Kalifornien. Es ist leicht begreiflich, daß eine Fastebene zerbrochen und in Schollen gehoben werden kann, statt daß sie eine Emporwölbung erfährt. Die Sierra Nevada in Kalifornien kann man als einen riesigen Block ansehen, der teilweise aus stark deformierten und metamorphosierten Sedimenten, teilweise aus Graniten besteht, gehoben wurde und dadurch einen langgedehnten Abfall gegen Westen, eine jetzt zerschnittene Bruchstufe gegen Osten hin erhielt. Vor der Hebung stellte sich das Gebiet keineswegs als eine Fastebene mit geringem Relief dar, es war vielmehr in seinem südlichen Teil damals sogar gebirgig, in seinem mittleren hügelig, und hier fanden vor der Hebung die ersten jener Lavaausbrüche statt, die weiter im Norden große Flächen überdeckten. Die Hebung war keine einfache, denn man hat eine Reihe kleinerer Brüche, die den Hauptverwerfungen parallel verlaufen, aufgefunden. Seit der Hebung sind zahlreiche normale Täler in die langgestreckte westliche Abdachung des Blockes, das heißt, in das jetzt wellige, grobgegliederte Hochland von massigem oder niedrigem Relief, scharf und stark eingeschnitten, und in den höheren Teilen des Blockes sind die eiszeitlichen Gletscher von großem bodengestaltendem Einfluß gewesen. In ihrem mittleren Abschnitt besitzen die Täler ihre größte Tiefe, zeigen steile Gehänge und sind am Boden kaum breiter als der Fluß; hier entwickelt sich ein viel stärkeres Relief und eine

feinere — wenn auch nicht sehr feine — Gliederung, als man sie auf dem Hochlande findet; hier haben die Lavaströme oft die Form von Tafelbergen angenommen; hier besitzen die Täler der neubelebten Nebenflüsse ein bedeutend steileres Gefälle als weiter talaufwärts, so daß man sie als Hängetäler zu beschreiben geneigt gewesen ist[6]; sie sind aber nicht echte Hängetäler, da sie schon an ihrer Mündung so tief als das Haupttal eingesenkt sind. Im oberen Teile jedoch sind auch die meisten Hauptflüsse bis jetzt viel weniger tief als im mittleren Laufe eingeschnitten; auch an der Gebirgsbasis haben sie eine nur geringe Tiefe, ehe sie sich auf breiten, flachen Schwemmkegeln öffnen. Die östliche stark zertalte, schroffe Bruchstufe steigt zu einer im Regenschatten liegenden Wüste hinab, wo sich ungeheure Schuttkegel — und unter den höchsten Gipfeln große Moränen — vom Bruchfuße nach vorwärts ausbreiten. Der Pitt River, der Oberlauf des Sacramento, entspringt im Osten des nördlichen Endes des Sierrablockes und durchbricht diesen in einem tiefen Quertal; der Fluß dürfte daher als antezedent zu betrachten sein, er ist jedoch bisher noch nicht genauer studiert worden.[7]

Wie wertvoll ist es, wenn man die Sierra Nevada richtig verstehen will, etwas mehr als eine empirische Skizze ihrer Anlage und Höhe und die Namen ihrer Gipfel und Flüsse zu geben; wenn man dem Leser eine vernünftige, erklärende Beschreibung liefert, in der er zunächst die Großformen kennen lernt, und ihn erst später, wenn er so weit zu lesen wünscht, auch mit den vielen eigentümlichen Kleinformen in ihrer richtigen Stellung bekannt macht; wenn sowohl die Großformen als auch die Kleinformen durch systematische Bezeichnungen dargestellt werden, die dem Leser schon so vertraut sind, daß er ihre Bedeutung leicht erfaßt und dadurch ein klares und bestimmtes geistiges Bild der fernen Gebirge gewinnt! Keine Beschreibungsmethode ist für diesen Zweck geeigneter, als daß man zunächst mit der allgemeinen Struktur anfängt, dann die durch die Wirkung der in Betracht kommenden Vorgänge erreichten Stadien der aufeinanderfolgenden Zyklen darstellt, einige Worte über Relief und Gliederung hinzufügt und endlich so viele Einzelheiten beschreibt, als es nötig ist. Es sei jedoch auch hier wieder besonders darauf hingewiesen, daß, wenn wir z. B. von der Hebung der Sierrascholle sprechen, die in einer verflossenen Epoche stattfand, die Erwähnung dieses vergangenen Ereignisses nicht

den Zweck hat, ein vergangenes Ereignis der historischen Geologie in den Vordergrund zu stellen, sondern nur einen wichtigen geographischen Zug der heutigen Sierra klarzulegen.

Die Schlucht des Arkansas River in Colorado. Ein besonders schönes Beispiel einer engen Schlucht, die von einem antezedenten Fluß in eine gehobene Gebirgsmasse eingeschnitten wurde, stellt die Royal Gorge des Arkansas River in den Rocky Mountains von Colorado dar. Das gehobene Gebiet ist im Norden und Süden der Schlucht nur mäßig zerschnitten. Durch diese Schlucht führt jetzt eine Eisenbahn hindurch, die allen denen bekannt ist, die sich im Jahre 1891 bei Gelegenheit des Geologenkongresses in Washington der den Westen der Vereinigten Staaten besuchenden Exkursion anschlossen. Die Schlucht ist in harte kristallinische Gesteine eingesenkt und an ihren Seiten weit steiler als die der Maas. Wie schmal aber die Schlucht auch ist, ihre kleineren, steil abfallenden Seitenschluchten haben fast überall eine gleichsohlige Mündung mit dem Hauptschluchtboden. Das obere Arkansastal oberhalb der Schlucht ist ein ovales Becken zwischen zwei Bergzügen, und der Beckenboden erscheint bedeutend aufgeschüttet.

Hochgelegene Fastebenen. Einige gehobene Fastebenen haben eine bedeutende Höhe erlangt, ohne dabei eine ausgedehntere Zerschneidung erlitten zu haben, Es scheint dies z. B. in einem Teile der Bolivianischen Anden, die Bowman kürzlich beschrieben hat[8], der Fall zu sein, wo das trockene Hochland von breiten Formen und mäßigem Relief Höhen von 3000 bis 4000 m erreicht; allerdings ist der steile östliche Hang, der reichliche Niederschläge empfängt, bereits stark zerschnitten. Noch höher hinauf gehen die Hochländer des östlichen Tibet, die wir durch Filchner und andere[9] kennen gelernt haben, und wo kristallinische Gesteine von mäßigem oder kleinem Relief in einer Höhe von mehr als 4000 m liegen. In diesen beiden Fällen muß man die Möglichkeit in Betracht ziehen, daß solche Oberflächen von mäßigem Relief durch trockene, von der normalen Erosionsbasis des Ozeans unabhängige Erosion, wie sie im VIII. Kapitel näher dargestellt werden wird, hervorgebracht werden können. Soweit sich dies jedoch heute überschauen läßt, ist es unwahrscheinlich; wahrscheinlicher dürfte es sein, daß sie als Tiefländer im Bereiche normaler, nach dem Ozean fließender Entwässerungssysteme ausgebildet wurden. Die Höhenlage gibt keineswegs

ein direktes Maß für die Hebung einer solchen Landmasse, denn selbst als Peneplains müssen sie sich ein wenig über den Meeresspiegel erhoben haben, und um so mehr, je weiter sie vom Meere entfernt waren. So kann man das Ausmaß der Hebung nur aus dem Unterschied ihrer früheren und heutigen Höhe schätzen, und da jene nur annäherungsweise bekannt ist, so wird auch der Betrag der Hebung stets bis zu einem gewissen Grade unsicher bleiben müssen.

Das Tian-Schan-Gebirge. Ausgedehnte, stellenweise tief zerschnittene Hochlandsoberflächen (Fig. 66, 67), die meiner Meinung nach als gehobene Fastebenen anzusehen sind, kommen im Tian-Schan vor, auf deren Bedeutung Friederichsen, Merzbacher, Keidel[10] und Huntington[12] mehr oder weniger ausführlich hingewiesen haben. Die Beobachtungen, die ich selbst während eines flüchtigen Besuches des Sonkul und Issykkul zu machen Gelegenheit hatte[12], führten mich, wie ich schon in einer früheren Vorlesung erwähnt habe, zu der Überzeugung, daß dort ein Gebiet von deformierter, teilweise kristallinischer Struktur in einem



Fig. 112. Der Katherineberg im Tian-Schan. (Nach Merzbacher.)

früheren Erosionszyklus meistens zu einem Tiefland von kleinem Relief abgetragen war, daß dieses Tiefland dann in Schollen zerbrochen und unregelmäßig gehoben wurde, und daß sich die gehobenen Schollen jetzt in einem spätjungen oder fastreifen Stadium des neuen Erosionszyklus befinden. Die Unvollkommenheit der Erosionstätigkeit in dem gegenwärtigen Zyklus wird durch den ungestümen, unausgeglichenen Lauf selbst der größeren Flüsse, wie des Tschu, angedeutet; auf die Fortdauer der De-

formation bis in die jüngste Zeit hinein weisen die schräg gehobenen Küstenlinien des Issykkul, der ein Becken zwischen zwei hochgehobenen und zerschnittenen Schollen einzunehmen scheint. Die allgemeine Hebung dieses zerbrochenen Schollenlandes kann erst vor kurzem geschehen sein, da in gewissen Gebieten ausgedehnte, unzerschnittene Hochflächen noch vorherrschen. Die Alexanderkette westlich von Issikkul scheint eine nach Süden geneigte Scholle zu sein. Die Hochgebirgsgruppe des Chan Tengri, die die heutzutage beherrschende Spitze einschließt, und die Merzbacher so schön geschildert hat, mag in dem früheren Zyklus eine Gruppe hoher Monadnocks gebildet haben. Der Katherineberg, der in Fig. 112 nach einer Merzbacherschen Photographie skizziert ist, kann vielleicht als ein schiefgestellter, stark zerschnittener Block aufgefaßt werden.

Häufiges Vorkommen gehobener Fastebenen in Gebirgen. In den letzten zehn oder zwanzig Jahren sind sehr zahlreiche Beispiele von Gebirgsketten beschrieben worden, die sich als gehobene und mehr oder minder zerschnittene Peneplains eines früheren Erosionszyklus darzustellen scheinen. Außer den schon erwähnten Fällen haben uns de Martonne derartige Formen aus den Transsylvanischen Alpen[13], Daneš, Cvijić und Grund aus dem Dinarischen Gebirge kennen gelehrt[14]; Fig. 65 zeigt ein Stück dieses Gebietes, das von unterjochten Monadnocks überragt und von der Kerka kurz vor ihrer Mündung eingeschnitten ist. Die Hochländer von Norwegen und des Ural sind von verschiedenen Forschern als gehobene Rümpfe angesehen worden[15], Willis hat hochliegende und zerschnittene Fastebenen in China[16], Andrews in Nordost-Australien aufgefunden.[17] Bornhardt, Uhlig und Jäger berichten über sie aus Ostafrika[18], Passarge und Hassert aus Südwest- und Westafrika.[19] Keidel beschreibt gehobene Rumpfflächen von großer Ausdehnung aus den Vorbergen der Argentinischen Anden, wo sie von größerer Deutlichkeit waren als die, welche er im Tian-Schan gesehen hatte.[20] Diller und andere haben gewisse Gebirgszüge in den nordwestlichen Vereinigten Staaten als zweizyklisch aufgefaßt[21], Dawson erkannte eine gehobene und tiefzerschnittene Rumpffläche von beträchtlicher Größe in den Gebirgen West-Canadas[22], und Gilbert hat eine ähnliche Entstehungsweise für bestimmte Gebirge in Alaska angenommen.[23]

Diesen Beobachtungen kommt deswegen eine besondere Be-

deutung für die geologische Geschichte der Gebirge zu, weil sie zeigen, daß die heutige Höhenlage der genannten Gebirge nicht auf Rechnung der Krustenbewegungen zu setzen ist, die ihre gestörte innere Struktur hervorriefen, sondern einer relativ einfachen, hebenden Bewegung jugendlichen Datums zu verdanken ist.[24] Sie sind von gleicher Wichtigkeit für die Geographie, da sich aus ihnen ergibt, daß es in vielen Fällen möglich ist, eine gute und einfache erklärende Beschreibung von Gebirgsformen zu geben, und dieser rein praktische Wert darf keineswegs unterschätzt werden.

Fastreif zerschnittene Gebirge. Wenn die Hebung sowohl wie die Erosion eines gewölbten Hochlandes fortdauern, so werden Gipfelhöhe und Taltiefe zunehmen; erreicht die Hebung eine genügende Höhe, dann werden wir tief eingeschnittene Täler und scharfe, reife Gebirgsformen haben. Der antezedente Hauptfluß (Fig. 109) wird seine Tiefenerosion fortsetzen, so daß seine Schlucht jetzt bedeutend tiefer ist als vorher. Die kleineren Seitentäler sind ebenfalls tiefer in die aufgebogene Oberfläche eingeschnitten, und die abgeböschten Seitenhänge zweier benachbarten Täler treffen jetzt meist in einem scharfen Rükken zusammen, wo fast alle Spuren der Uroberfläche verloren gegangen sind; hier und dort aber (Fig. 113), zwischen zwei offenen Tälern, längs des Kammes des gewölbten Hochlandes oder in dem dreieckigen, an der Gebirgsbasis liegenden Raum zwischen den Talmündungen, kann man noch Teile der Uroberfläche erkennen, die



Fig. 113. Reste einer aufgewölbten Peneplain zwischen fastreif eingeschnittenen Tälern.

nur leicht abgetragen sind, obgleich sie ihres tiefen Erdbodens fast ganz beraubt sind. Je nach der Zahl und Deutlichkeit dieser unverzehrten Überreste der aufgewölbten Peneplain kann ein Beobachter sich mit größerer oder geringerer Sicherheit vergewissern, daß alle scharfen Spitzen und Kämme nur das Werk

der normalen Erosion auf einer Masse von ursprünglich sehr einfacher Gestalt darstellen.

In diesem Stadium liegen die Nebentalmündungen fast in gleichem Niveau mit ihrem Hauptflusse. Die Flüsse nähern sich dem für das reif fortgeschrittene Erosionsstadium charakteristischen Profil, das heißt, sie zeigen die steilsten Gehänge an der Quelle und ein an Steilheit allmählich abnehmendes Gefälle nach der Talmündung zu; da aber die Hebung fortdauert, werden die Flüsse noch nicht gut ausgeglichene Läufe entwickelt haben. Wo konsequente oder insequente Täler an den entgegengesetzten Abdachungen des Gebirges aufeinander treffen, wird der Kamm erniedrigt werden, und es wird sich ein Einschnitt oder Gebirgspaß bilden. Die Talgehänge sind zum größten Teil ausgeglichen, ihr Böschungswinkel ist auffallend einförmig, aber die Schuttdecke kann dünn und vielfach unterbrochen sein, wo kleine Aufschlüsse den nackten Fels bloßlegen. Allein infolge der hier angenommenen Gleichförmigkeit der Gesteinsstruktur können sich keine großen Gesteinsaufschlüsse entwickeln, wie sie in einer Gebirgsmasse vorkommen würden, die aus Gesteinen von verschiedener Widerstandsfähigkeit zusammengesetzt ist. Alle diese Züge sind enthalten in dem kurzen Ausdruck: ein fastreifes, normal entwickeltes Gebirge von starkem Relief, das durch die starke Emporwölbung und tiefe Zerschneidung einer Fastebene von zwar gestörter, aber gleichmäßig widerstandsfähiger Struktur entstanden ist.

Die Abweichungen von dem allgemeinen Schema, die man in gewissen tatsächlichen Fällen finden kann, liegen vor allem in den verschiedenen Strukturen, die eine gehobene Masse besitzen kann, ferner in der Oberflächenform und in der Gliederung der Fluß- und Talsysteme, die das Land vor der Hebung besaß, in der Ausdehnung und dem Charakter dieser Hebung, in der Erosionsarbeit, die seit der Hebung geleistet wurde, und in der Zahl und Ausdehnung der überlebenden Uroberflächen. Bei der Annahme von harten und weichen Strukturen werden die härteren Partien Spuren der Uroberfläche am längsten bewahren, während die weicheren Teile tief und reif zerschnitten oder spätreif abgetragen sein werden. Längs der weicheren Streifen werden sich die subsequenten Flüsse verlängern und neue Ablenkungen hervorbringen. Es dürfte außerordentlich vorteilhaft sein, eine große Zahl hierher gehöriger, tatsächlicher Fälle zu

sammeln, sie nach gleichförmiger Methode in ein System einzuordnen und einem jeden Gliede der Reihe einen passenden Namen zu geben. Die Ähnlichkeiten und Gegensätze, die diese Beispiele bieten, würden dazu dienen, jedes einzelne Glied zu beleuchten, und die Bekanntschaft mit diesen würde dann zu einer genauen Beschreibung neuer Beispiele beitragen. Wie ich schon betont habe, ist der Zweck der hier befürworteten, systematischen Klassifikation nicht der, die bereits klassifizierten Beispiele aus dem Wege zu schaffen, sondern vielmehr sie in klare, gegenseitige Beziehungen zueinander zu bringen, so daß jeder Anfänger Verständnis für ihre wesentlichen Elemente zu gewinnen und, derartig vorbereitet, neue Beispiele zu beschreiben vermag.

Die Cevennen im südöstlichen Frankreich bieten viele Züge dar, die mit den oben beschriebenen Musterformen übereinstimmen.[25] Dieses Gebirge ist durch wiederbelebte Erosion ausgemeißelt, die auf der stärkeren, südöstlichen Abdachung eines gehobenen, alten, hauptsächlich aus kristallinen Gesteinen bestehenden Tieflandes tätig war, dessen größerer Teil von dem schon erwähnten Zentralmassiv gebildet wird. Dort ist die Neigung sehr gering und nach Norden und Westen gerichtet; dort befindet sich das gehobene Tiefland in einem oben beschriebenen unreifen Erosionstadium; man sieht vielfach breite Hochländer von mäßig gewellter Oberfläche zwischen scharf eingeschnittenen jungen oder frühreifen Tälern. Der südöstliche Abhang ist dagegen infolge der stärkeren Neigung schon reif zerschnitten; es haben sich die Hauptflüsse und ihre unregelmäßigen Nebenflüsse diese günstigen Umstände zunutze gemacht und tiefe, meistens augenscheinlich insequente Täler erodiert, deren steile Hänge und schmale Sohlen nur teilweise unausgeglichen sind. Das dadurch hervorgebrachte starke Relief und die grobe Gliederung nehmen daher von den Hügeln an der Westseite des unteren Rhônetals gegen die Wasserscheide zu, die die kurzen Nebenflüsse der Rhône und die viel längeren atlantischen Flüsse trennt. Gewöhnlich besitzen die höheren Rücken der Cevennen schmale Kämme und ausgeglichene Gehänge mit mehr oder weniger häufigen kleinen Aufschlüssen; hier und da jedoch verbreitert sich ein Kamm zu welligem Hochland, das einen wenig veränderten Teil des gehobenen Tieflandes darzustellen scheint. Die Talschlüsse (Fig. 114) bilden normale Amphitheater mit talaufwärts allmählich zunehmender Böschung, bis sie die konvexe

Oberfläche des Hochlandes erreichen. Die Seiten- und Haupttäler vereinigen sich in dem gleichen Niveau, obwohl die Haupttäler noch eng sind. Wenn gelegentlich das Tal eines kleinen Nebenflusses ein wenig über dem engen, tiefer eingeschnittenen Tal eines größeren Hauptflusses hängt, so ist das eine Ausnahme, welche das vorherrschende Verhältnis nur in klareres Licht setzt und eine besondere Erklärung fordert. Diese malerische Gegend

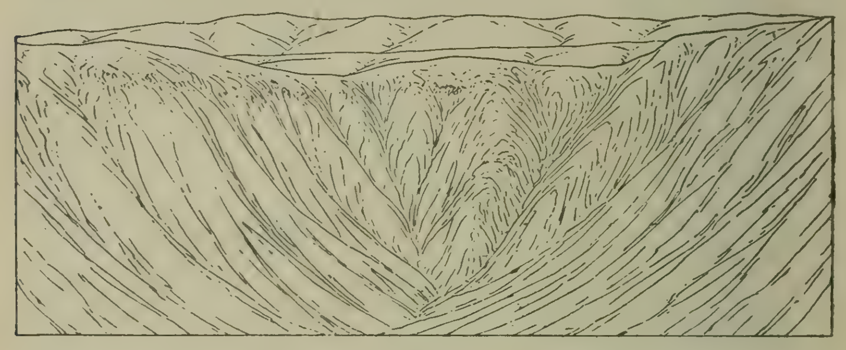


Fig. 114. Ein Talschluß in den Cevennen.

gehörte zu denjenigen, die wir während des Sommerausflugs im Jahre 1908 studierten, und die ich dabei zum dritten Male besuchte. Alle hier beschriebenen Züge und viele Einzelheiten, die ich unerwähnt lassen muß, kann man auf einem dreitägigen Marsch von Largentière, der Endstation einer Nebenbahn des Rhônetales, über Valgorge und St. Laurent an der Hauptlinie zwischen Nîmes und Clermont beobachten.

Beispiele aus Asien. Das auffallendste Beispiel tiefzerschnittener, jedoch flachkammiger Gebirge, das ich gesehen habe, findet sich in einem Zug des Tian Schan (Fig. 67) südöstlich von Sonkul, der auf der russischen Karte Bural-Bas-Tau genannt ist.[26] Der Kamm, ein ebenes Schneefeld von fast 4000 m Höhe, macht völlig den Eindruck eines aus horizontalen Schichten zusammengesetzten Plateaus, obgleich er aus kristallinischen Gesteinen besteht. In seine Hänge haben sich riesige Täler tief eingesägt, wenn auch die Zerschneidung zum Teil ein Werk der glazialen Erosion ist, da die seitlichen Täler in großen steilwandigen Karen entspringen. Die Skizze, die ich von diesem Gebirgszug in meinem Berichte gegeben habe, wurde von einem anderen Forscher als etwas stark schematisch bezeichnet; als ich sie aber von einem Abhang nördlich von Sonkul aus mit Hilfe eines

guten Feldstechers entwarf, wollte ich in ihr nur die tatsächlich vorhandenen Züge wiedergeben; die Kare sind allerdings etwas vereinfacht, aber ich glaube doch nicht, daß die Ebenheit des Kammes übertrieben dargestellt ist.

Ich möchte an dieser Stelle noch ein Hochland im nordwestlichen Himalaya erwähnen, das nach Oestreichs Beschreibung ein noch nicht von der Erosion aufgezehrter Überrest einer gehobenen Oberfläche zu sein scheint[27]; es ist nicht eben genug, um als Fastebene bezeichnet werden zu können, aber immerhin von kleinem Relief im Vergleich mit den benachbarten, tief zertalten Gebieten. Offenbar wird die Beschreibung solcher Formen dadurch sehr gefördert, daß man die in Betracht kommenden Hauptfaktoren erkennt: 1. die Formen, die im früheren Zyklus entwickelt wurden, und die jetzt im nicht gänzlich aufgezehrten Hochland überleben; 2. der Betrag der Hebung und die dadurch hervorgebrachte neue Stellung des früheren Tieflandes; 3. das Stadium der Erosion im gegenwärtigen Zyklus, und die Stärke und Gliederung des neuen Reliefs.

Die Becken in den Apenninen. Schöne Beispiele einer Verbindung von aufgebogenen Gebirgen und niedergebogenen oder eingesenkten Becken finden sich in den Apenninen. Die Becken sind von Bergen eingeschlossen, die in der Hauptsache aus deformierten Schichten zusammengesetzt sind, und deren erodierte Ränder unter den Beckenanschwemmungen verschwinden. Es ist daher wahrscheinlich, daß die Gebirge nach der ersten Deformierung tief erodiert und in einigen Gegenden sogar unterjocht wurden, wenn sie auch im allgemeinen nicht bis zu einer Fastebene abgetragen wurden. Dann wurde das Gebiet von neuem gestört, jedoch weniger stark als vorher; es setzte eine erneute Erosion auf den emporgehobenen Teilen, die heute die Gebirgszüge bilden, ein, und in den Senken ging die Ablagerung des Gebirgsschuttes vor sich. Die Gebirge stehen in einem frühreifen oder reifen Erosionsstadium, die Senken sind ausgefüllt und in einigen Fällen etwas zerschnitten. Eine von ihnen bildet das Becken von Florenz. Der Arno und mehrere seiner Nebenflüsse treten in das Becken ein und durchziehen die aufgeschüttete Ebene; der Arno fließt in einem engen, gewundenen Tal, das von etwas größerer Reife ist als das der Maas in den Ardennen, durch den einschließenden Zug des Monte Albano zur zerschnittenen Küstenebene von Pisa.

Braun hat die Apenninen als ein vor kurzem emporgewölbtes Gebirge dargestellt[28], das vorher einen Zyklus ausgedehnter Erosion durchgemacht hat, und gezeigt, daß Bergstürze oder Frane (Fig. 115), die in gewissen, aus weichen Gesteinsarten bestehenden Gebieten eine wahre Landplage bilden, mit der Neubelebung der Talerosion des gegenwärtigen Zyklus in Zusammenhang stehen. Im Juni 1908 führte uns ein Tagesspaziergang über den Kamm der Apenninen zwischen den Stationen der Eisenbahnlinie Faenza-Florenz zu dem gleichen Schluß hinsichtlich des Ursprungs der Gebirgsformen. Zu den Formen des früheren Zyklus, die durch die wiederbelebte Erosion des späteren Zyklus nicht zerstört worden sind, gehören anscheinend zahlreiche unterjochte Berge, die einen beträchtlichen Teil des gegenwärtigen Oberflächenreliefs ausmachen. Daß die Täler, von welchen die Gebirgszüge jetzt tief zerschnitten sind, einer späteren Zeit angehören als diese abgerundeten Hochlandsformen, dürfte völlig sicher sein; aber der Gegensatz zwischen den Gebirgsformen der beiden Zyklen ist nicht scharf ausgeprägt: er ist hier viel weniger deutlich in die Augen fallend als in einer schematischen Zeichnung. Die Becken oder Senkungen sind als das Komplement der Aufwölbungen anzusehen. Sie sind offensichtlich jüngeren Ursprungs als die erodierten Oberflächen der Gebirgshänge, die unter die Beckenablagerungen untertauchen. Eine junge Wiederbelebung der Erosion an der Nordostabdachung des Gebirges wird durch die bereits bei der Beschreibung der Küstenebene im Süden von Ancona erwähnten Züge und durch die erneute Vertiefung des Lamonetales oberhalb Faenzas angezeigt.

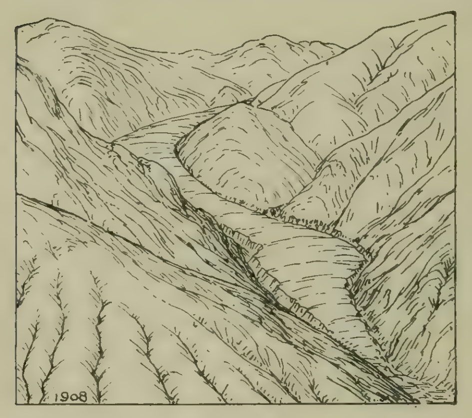


Fig. 115. Eine Frana (Bergsturz) in den Apenninen.

Reif zerschnittene Gebirge. Wenden wir uns nun zu den idealen Fällen zurück. Wir fügen jetzt ein drittes Beispiel hinzu, wie es in der Fig. 116 dargestellt ist. Eine lange andauernde Hebung hat nunmehr eine noch bedeutendere Höhe hervorgebracht

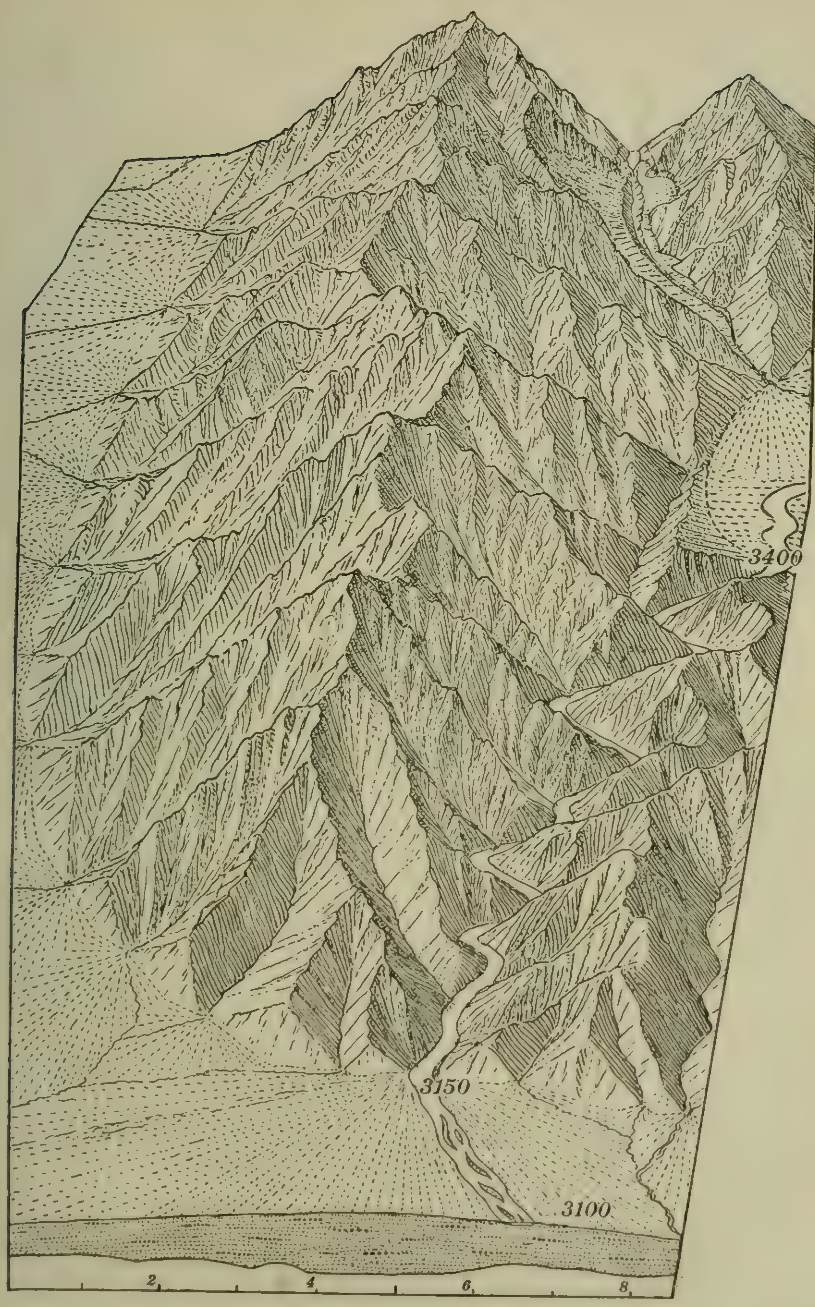


Fig. 116. Reif zerschnittene Hochgebirge.

und die tief eingreifende Erosion ein stärkeres Relief geschaffen. Wenn die Hebung noch immer in Wirksamkeit ist, müssen selbst die Hauptflüsse einen wildbachartigen Lauf besitzen; sie werden noch immer in die Tiefe einsägen und noch keine Talflur entwickeln können. So tief haben sich die Flüsse jetzt eingegraben, und so weit haben die Talhänge sich nach oben geöffnet, daß alle höheren Teile der Uroberfläche der gehobenen Masse aufgezehrt worden sind; wenn aber der Gebirgsrand eine einfache Form besitzt und eine gerade oder sanft geschwungene Linie zeigt, wo das Gestein des Gebirges diskordant unter die Anschwemmungen des Vorlandes untertaucht, so deutet das darauf hin, daß die frühere, hier emporgebogene Oberfläche von nur mäßigem Relief war. Ohne diesen zuletzt angeführten Beweis wäre es ganz unmöglich, durch unmittelbare Beobachtung zu bestimmen, ob ein solches Gebirge in einem ersten, zweiten oder noch späteren Zyklus steht; auf Grund der Analogie der bereits vorgeführten Beispiele erscheint es aber zum mindesten wahrscheinlich, daß die kräftigen Formen in der Hauptsache das Ergebnis tiefer Zerschneidung in einer Masse von viel einfacherer Form sind, die eine ziemlich regelmäßige Hebung erfuhr.

Die charakteristischen Züge eines reif zerschnittenen Gebirgszuges — immer unter der Voraussetzung einer Struktur von fast gleicher Widerstandsfähigkeit — sind: unregelmäßig sich verzweigende Rücken und Sporne von starkem Relief zwischen unregelmäßig sich verästelnden Tälern; scharfkantige Gipfel und Kämme; zahlreiche kleine Aufschlüsse an den Kämmen und Talwänden, diese aber zum größten Teil mit kriechendem Schutt bedeckt; Talenden, wo Schutt- und Wasserströme ungefähr den gleichen Rang besitzen, in halb amphitheatralischer Form ausgearbeitet, so daß die Isohypsen dort in Halbkreisen verlaufen; Schuttlinien und Wildbäche mit konkaven Profillinien, deren Neigung talabwärts abnimmt; alle Schuttlinien von ungefähr gleicher Neigung; die Nebenflüsse wie in dem vorhergehenden Stadium der Gebirgsentwickelung mit gleichsohligen Mündungen in den Hauptflüssen; die Wildbäche und die kleineren Flüsse noch mit vielen kleinen Stromschnellen ohne Flußauen; ausgedehnte Schwemmlandbildungen an der Gebirgsbasis. Alles dies zusammen versteht man unter der kurzen Bezeichnung: reif und normal zerschnittene Gebirge von starkem Relief, oder noch kürzer: reife Hochgebirge. Das Bemerkenswerteste bei all diesen

Zügen ist die systematische Anordnung der Hänge, indem alle Schutt- und Wasserströme von jeder Spitze und jedem Rücken längs gut ausgearbeiteten konvergierenden Linien zu jedem Tale absteigen, wie es in Fig. 117 schematisch dargestellt ist. Was zuerst ein Labyrinth willkürlicher Formen scheint, ergibt sich bei näherer Betrachtung als ein wohlgeordnetes Werk normaler Erosion.



Fig. 117. Reife Hochgebirge.

In Strukturen von sehr ungleicher Widerstandsfähigkeit werden an den weicheren Längstäler entstehen, während die härteren als Rücken hinausragen und gelegentlich von Quertälern durchbrochen werden: hier werden dann die Talgehänge steil und felsig sein und die Breite der Täler weit geringer als in den weicheren Schichten. Die härtesten Gesteine, die in dem früheren Zyklus Monadnocks waren, werden als beherrschende Spitzen sich herausheben, und die unterjochten Formen, die die weniger harten Gesteine vor der Hebung besaßen, werden jetzt durch die tief eingesenkten Täler scharf angeschnitten und versteilt sein.

Das obere Denudationsniveau. Wenn eine reife Gebirgszerschneidung erreicht ist, und alle Spitzen und Rücken scharfe Formen angenommen haben, findet man häufig, daß die Gipfel über weite Entfernungen hin eine so ähnliche Höhe besitzen, daß man versucht ist, anzunehmen, die ganze Masse sei aus einer gehobenen Peneplain herausgeschnitten, deren Oberfläche ein wenig über diesem allgemeinen Gipfelniveau liegt. Dieser Schluß ist jedoch nicht immer gestattet. Penck hat nämlich gezeigt, daß die

Tendenz der Flüsse zu gleichmäßiger Verteilung und die der reifen Talgehänge zu einer ziemlich konstanten Neigung dahin wirken, daß die hoch hinausragenden Gipfel einer raschen Zerstörung unterliegen, wodurch dann bald alle Gipfel ungefähr dieselbe Höhe erhalten. Dieses Niveau, bis zu dem eine Urmasse von beliebiger Form und Höhe während der Reife eines Erosionszyklus abgetragen wird, heißt das obere Denudationsniveau.[29]

Beispiele reifer Hochgebirge aus den südwestlichen Vereinigten Staaten. Es gibt im Südwesten der Vereinigten Staaten einige Gebirgszüge — das Gebiet des Basin-Ranges von Utah, Nevada, Arizona und Teile von Kalifornien — die, soweit ich sie gesehen, und nach dem, was ich von ihnen habe erfahren können, alle wesentlichen Züge des hier beschriebenen Typus an sich zu tragen scheinen, wenn auch das trockene Klima, dem sie unterworfen sind, ihnen eine feinere Zerschneidungsgliederung verliehen haben mag, als es in einem feuchten Klima der Fall sein würde. Ihre Masse ist oft von einer so gleichmäßigen Widerstandsfähigkeit, daß die Struktur die Form nur wenig beeinflußt. Die Kämme der Bergrücken und Sporne sind scharf. Die Täler verzweigen sich immer wieder von neuem in echt insequenter Weise und in viel ausgeprägterer Feinheit, als es ein Diagramm zur Anschauung bringt. Hohe Klippen und steile Aufschlüsse fehlen, nur unzählige kleine sind vorhanden; die Einförmigkeit der Abhänge an den teilweise ausgeglichenen Talgehängen, die selten 40°, aber gewöhnlich mehr als 30° messen, ist ein sehr charakteristischer Zug, jedem vertraut, der die verwickelten Formen zu skizzieren versucht hat. Die Bäche und die kleineren Flüsse besitzen ein steiles Gefälle; überall sind die Talböden eng, Auen noch nicht entwickelt, wenn auch stets die Mündungen der kleineren und größeren Täler im gleichen Niveau liegen. Vor den Talmündungen sind große Schwemmkegel aufgebaut, und hier wechseln die Flüsse bei Überschwemmungen häufig ihren Lauf und benutzen bald den einen, bald den anderen Radius. Ausgezeichnete Beispiele hierfür sind am Fuße der San Antonio-Range in Südkalifornien zu beobachten.

Man kann mit gutem Grunde annehmen, daß wenigstens einige, ja vielleicht die meisten dieser Gebirgszüge aus gehobenen Schollen der Erdrinde herausgeschnitten sind, die an einer oder auch an beiden Seiten von großen Verwerfungen begrenzt waren und eine Oberfläche von weit geringerem Relief als das der

gegenwärtigen Gebirge besaßen. In den meisten Fällen ist es aber nicht möglich, die Oberflächenform des Gebietes vor der Hebung genauer zu rekonstruieren. Wo die Zerschneidung noch nicht allzuweit vorgeschritten ist, oder wo eine erneute Hebung nach reifer Zerschneidung eine frische Bruchstufe hervorgebracht hat, ist der Fuß des Gebirges durch eine einfache Linie begrenzt, die nicht notwendig gerade zu sein braucht, sondern auch sanft gebogen sein kann; längs dieser Linie sind alle Sporne glatt abgeschnitten und zeigen vorne dreieckige Facetten, wie dies bereits im IV. Kapitel dargelegt wurde; die Bruchlinie nimmt keinerlei Rücksicht auf die Struktur des Gebirges. Die Spanish-Peaks, ein Teil des Wasatch-Gebirges in Utah, kann mit seiner homogenen, horizontalen Struktur, seiner reifen Zerschneidung und den abgestumpften Spornen geradezu als ein Musterbeispiel hierfür gelten.[31] Ein idealer Fall ist in Fig. 118 dargestellt.

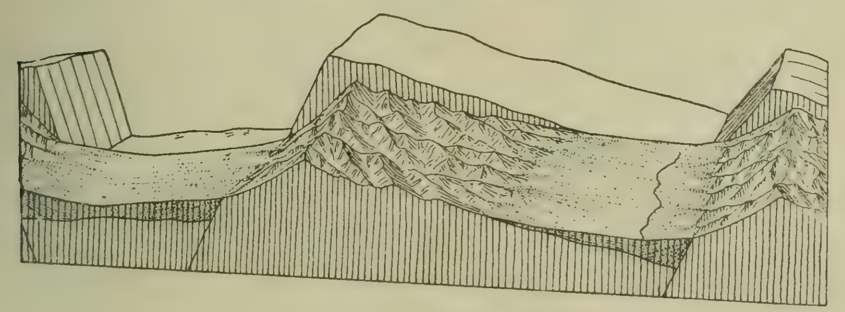


Fig. 118. Reife Schollengebirge.

Reife Schollengebirge. Wenn ich vorher sagte, wir hätten gute Gründe für die Annahme, daß viele Berge des Great-Basin-Gebietes aus gehobenen Schollen herausgeschnitten seien, so möchte ich doch noch hinzufügen, daß diese Gründe mehr morphologischer als geologischer Natur sind. Der gewöhnliche geologische Nachweis einer Verwerfung besteht in dem Zusammentreffen von nicht zueinander passenden Strukturen an einer Linie, und zwar unter solchen Umständen, daß das Verhältnis nicht durch Diskordanz erklärbar ist. Der Bruch selbst ist nur in sehr seltenen Fällen wirklich sichtbar, und die Verschiebung, die man an der Bruchlinie anzunehmen sich veranlaßt sieht, beruht fast stets einzig und allein auf einer geistigen Schlußfolgerung und nicht auf direkter Beobachtung. Jene ist allerdings so zwingend, daß das Vorkommen des Bruches denselben Grad der Gewißheit

besitzt wie der vermutete organische Ursprung der Fossilien; der Bruch bleibt aber doch nur das Ergebnis einer Schlußfolgerung. Das gleiche gilt von dem morphologischen Nachweis einer Verwerfung, der sich hier nur auf die Formen des gehobenen und teilweise zerschnittenen Verwerfungsflügels gründet. Natürlich hängt die Sicherheit des geologischen wie des morphologischen Nachweises sehr stark von der Vertrautheit des Beobachters mit den Erscheinungen ab, auf denen dieser ruht. Ein Beobachter, der der Meinung wäre, daß mächtige Schichtkomplexe bei ihrer ursprünglichen Ablagerung mit einem Steilabbruch endigen, und daß zwei in einem solchen Steilabbruch gegeneinander auslaufende Komplexe unabhängig voneinander zur Ablagerung gelangt sein könnten, wäre durch die gewöhnliche geologische Auffassung, daß hier eine Verwerfung stattgefunden habe, ebensowenig zu überzeugen, wie jemand, der der Entwickelung der Oberflächenformen durch normale Erosion keine besondere Aufmerksamkeit geschenkt hat, und der zum ersten Male den einfachen Rand einer frühreif zerschnittenen Bruchscholle sieht.

Normale Formen von Hochgebirgen. Man wird erwarten müssen, daß die besten Beispiele normaler, reif zerschnittener Hochgebirge in den Tropen zu finden sind, wo die glaziale Erosion nur in sehr großer Höhe an der Zerschneidung teilnehmen konnte. In den gemäßigten Zonen sind die meisten größeren Gebirgszüge so sehr durch diese beeinflußt, daß sie gewöhnlich nicht zur Erläuterung der hier in Betracht kommenden Formen geeignet sind, es sei denn, daß man die vergletschert gewesenen Partien ausscheidet.

Die Teile des westlichen Tian-Schan in der Nähe des Kug-art-Passes könnte man als normale Beispiele anführen. Die langen, konvergierenden Schuttlinien mit ihrem sehr systematischen Gefälle sind augenfällige Züge, denen man wiederholt begegnet; aber in dem Gebirge als Ganzem sind die höheren Teile sicherlich vergletschert gewesen und zeigen Züge ganz anderer Art. Sagt man kurz, daß gewisse, nicht vergletscherte Teile eines Gebirgszuges auf einer Masse von einfacher Struktur normal und reif erodierte Rücken und Täler kräftigen Reliefs aufweisen, so werden ihre wesentlichen Formen sofort ins Gedächtnis zurückgerufen; soll aber die Höhe eines bestimmten Rückens oder die Tiefe und Richtung eines bestimmten Tales beschrieben

werden, so müssen selbstverständlich besondere, individuelle Einzelheiten hinzugefügt werden.

Bergstürze. Gelegentlich kommt es vor, daß die Tiefenerosion junger oder frühreifer Täler einen Teil der Berghänge mit einer ungenügenden Stütze zurückläßt. Dann kann plötzlich eine große Masse abrutschen, die an dem Abhang eine Narbe hinterläßt und im Tal eine Barriere bildet, hinter der sich ein See aufstauen kann. Eine solche zu Bruchstücken zertrümmerte Gesteinsmasse kann eine Strecke talabwärts gleiten, bis sie zur endlichen Ablagerung gelangt. Ein schon erwähnter derartiger Fall ereignete sich im Jahre 1893 zu Gohna im Himalaya an einem Nebenflusse des Ganges; der hierbei aufgeschüttete Wall, oberhalb dessen ein großer See aufgestaut wurde, war ungefähr 300 m hoch. Der Seespiegel stieg in 10 Monaten so hoch, daß das Wasser überlief und bei seinem plötzlichen Ausbrechen einen großen Teil der Schranke fortfegte und eine zerstörende Überschwemmung in dem unteren Tale verursachte.[32] In den Tälern des San Juan-Zuges in Colorado kommen viele Bergstürze vor[33]; allein inwieweit sie durch vorhergehende glaziale Erosion bedingt werden, ist noch nicht bekannt.

Das Tal von Kaschmir. Wohl eines der besten Beispiele eines ebenen, von hohen Bergzügen eingeschlossenen Beckens stellt das Tal von Kaschmir im Nordwesten Indiens dar. Es ist ungefähr 160 km lang und 80 km breit und liegt etwa 1900 m über dem Meeresspiegel. Der Djilam-Fluß entströmt dem Becken durch eine tiefe Schlucht der Pir-Panjal-Kette. Die Beckenebene ist etwas terrassiert, als ob der Fluß den Ausgang jetzt ein wenig unter die Basis, mit Rücksicht auf welche das Becken aufgeschüttet wurde, eingeschnitten hätte.[34]

Fluviatile Ebenen. Die fluviatilen Ebenen, die aus Gebirgsschutt bestehen, und die so viele Gebirgsvorländer bilden, verdienen eine kurze Betrachtung in Verbindung mit den Gebirgen, von denen ihre Bestandteile herstammen. Sie sind interessant als Beispiele der Flußaufschüttung großen Maßstabes. Die Poebene, die Ebene des nördlichen Indien und die von Kalifornien sind gut bekannte Beispiele. Die größte Ebene dieser Art, die ich gesehen habe, und die noch jetzt in Aufschüttung begriffen ist, ist die Ebene von Turkestan, dort, wo die Oase Merw gelegen ist. Hier fließt der Murgab nordwestlich von den Gebirgen herab und vertrocknet in der Wüste; kurz vor seinem Ende ist

er zum Zwecke der Bewässerung künstlich in viele Nebenflüßchen zerlegt, und darum lagert sich der ganze Flußschlamm auf dieser deltaähnlichen Fläche ab, die, soweit das Auge reicht, flach und eben ist, mit Ausnahme der Gegenden, wo Sanddünen vorhanden sind. Zur Zeit meines Besuches im Mai 1903 war der Fluß übergetreten, und die Überschwemmung erstreckte sich weit in die Wüste hinein, wobei denn die Wassertümpel zwischen den Zügen der Dünen einen eigenartigen Anblick boten.

Eine sich als gewaltiger Schwemmkegel darstellende fluviatile Ebene, die aus feinem Lößschlamm besteht, und deren Neigung äußerst gering ist, wird durch den Hwang-ho gebildet, wo er aus den Gebirgen Zentral-Chinas herausströmt. Die Höhe des Kegels beträgt ungefähr 130 m, sein Radius etwa 400 km. Der Strom zieht in einem seichten Kanal dahin und verschiebt zur Zeit der Überschwemmungen seinen Lauf oft nach einem anderen Radius des Kegels. Wirkt der Fluß auch dann gewaltig zerstörend, so ist der flache Kegel trotzdem seiner Fruchtbarkeit wegen dicht bevölkert.

Abweichungen vom einfachen Typus. Nur selten werden ganz reine Beispiele der hier geschilderten Gebirgstypen vorkommen. Abweichungen in der Widerstandsfähigkeit der Gesteinsstrukturen werden sich in der Entwickelung subsequenter Rücken an den härteren und subsequenter Täler an den weicheren Partien geltend machen. Schwankungen in der Hebung werden Felsterrassen längs der Täler entstehen lassen. Klimatische Veränderungen können glaziale Verwickelungen in der Gipfelregion herbeiführen, wie wir sie soeben erwähnt haben, und wie wir sie in einem späteren Kapitel ausführlicher behandeln werden. Dennoch wird man ein Gebirge unter die hier beschriebenen Typen rechnen, wenn noch reife, normale Erosion auf einer Masse von einfacher Struktur der vorherrschende Zug ist; man muß nur angeben, welche untergeordneten Züge Abweichungen dieses Typus herauszubilden streben. So enthält das Rheinische Schiefergebirge, von dem wir bereits sahen, daß es hierher gehört, einige Streifen von widerstandsfähigem Quarzit, welche das Vorkommen mehrerer linearer Monadnocks mit einem Relief von 200—300 m bedingen. Im ganzen jedoch ist die Gleichförmigkeit der Struktur durch die vorwiegend insequenten Verzweigungen fastreifer Schluchten, die sich von den tiefen Tälern des Rheins und der Mosel aus in die Hochlande einschneiden, deutlich angezeigt.

Der Spanish-Peaks-Zug, ein Teil des Wasatchgebirges, von dem schon mehrfach die Rede gewesen ist, weist mehrere kleine und unvollkommen entwickelte glaziale Zirkusse am östlichen Abhang seiner Gipfelregion auf; aber diese beeinträchtigen seine Verwertbarkeit als Beispiel reifer, normaler Erosion kaum. In den tieferen Tälern des unvergletscherten Teiles des Tian-Schan finden sich Schotterterrassen, denen Huntington einen klimatischen Ursprung zuschreibt, aber sie sind von untergeordneter Bedeutung, wenn man sie mit dem kräftigen Relief des Hauptgebirgszuges vergleicht. Das San Antonio-Gebirge in Süd-Kalifornien verdankt seine feine Zerschneidungsgliederung wahrscheinlich dem trockenen Klima, und nur in dieser Hinsicht weicht es von den normalen Gebirgen ab.

Ich möchte an dieser Stelle hinweisen auf ein wichtiges Kennzeichen einer ausgedehnten Hebung in Gebirgen mit starken Gegensätzen der Gesteinshärte, die in einem Erosionszyklus den Reifezustand erlangt haben, nachdem sie in einem früheren Zyklus zu einem weiter fortgeschrittenen Stadium gebracht waren. Dann wird nämlich die in dem ersten Zyklus gewonnene Anpassung der Entwässerungslinien an die Struktur in dem zweiten zu noch größerer Vollendung gelangen, indem die Rücken genau den widerstandsfähigen Gesteinen und die Täler den weicheren folgen werden. Ein schönes Beispiel hierfür sind die Appalachen Pennsylvaniens, die weiter unten ausführlicher beschrieben werden sollen.

Im Gegensatz dazu werden Gebirge, die durch eine ungleichmäßige Verbiegung aus dem alternden Stadium eines ersten in ein frühjugendliches eines zweiten gebracht worden sind, ganz andere Formen zeigen. Hier findet man die weichen wie die harten Schichten sowohl in den aufgewölbten Kämmen als auch in den Senkungen, wo sie unter Alluvionen begraben liegen. Solche unsystematische Beziehungen von Härte und Höhe trifft man z. B. in den Rocky Mountains von Montana [35], wo dieses Verhalten einen ebenso charakteristischen Zug bildet wie die systematischen Beziehungen der Appalachen. Ähnliches scheint an dem Südhang der Alpen der Fall zu sein, wo harte und weiche Gesteine in fast gleicher Weise allmählich unter die noch unverfestigten Ablagerungen der Po-Ebene untertauchen, und schon aus dieser einen Tatsache kann man den Schluß ziehen, daß die Alpen mehr als einen Zyklus durchgemacht haben.

Spätreife oder unterjochte Gebirge. Nehmen wir nun einmal an, daß die lange andauernde Hebung, welche die normale Erosion zur Entwicklung der reifen Gebirgsformen veranlaßte, schließlich aufhört. Dann wird der Hauptfluß sehr bald — natürlich nach dem Zeitmaß, mit dem die Gebirge rechnen — das Gefälle seines Tales ausgleichen und die Entwicklung von Talauen beginnen. Die kleineren Flüsse werden langsamer seinem Vorbild folgen, gleichzeitig werden fast alle Aufschlüsse verschwinden, die Talgehänge sanfter abgeböscht und mit tieferem und feinerem Schutt bedeckt werden. Die einst scharfen Spitzen, Grate und

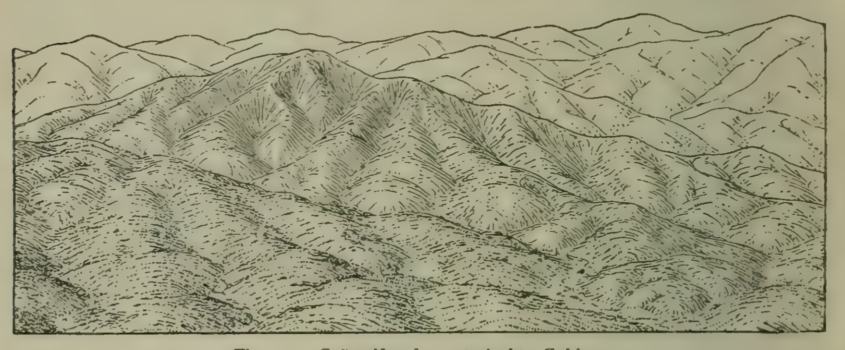


Fig. 119. Spätreife oder unterjochte Gebirge.

Sporne werden erniedrigt, abgestumpft und gerundet. Jetzt fangen die geringen Härteunterschiede des Gesteins, die in den früheren Stadien nur einen verschwindenden Einfluß besaßen, an, eine größere Rolle zu spielen, indem die härteren Gesteine langsamer erniedrigt und unterjocht werden als die weicheren. Mit dem Verschwinden der schärferen Kanten der Reife scheinen die runderen Formen eine gröbere Gliederung zu gewinnen. In dieser Weise gehen die reifen Gebirge in das Stadium der späten Reife über. Haben dann diese Veränderungen dahin geführt, daß alle Gipfel und Bergrücken zugerundet, alle Aufschlüsse aufgezehrt und mit Schutt bedeckt, gut ausgeglichene Flußläufe mit regelmäßig abnehmendem Gefälle und mit engen Auen selbst in den Tälern der kleineren Flüsse herausgebildet sind, dann stehen die Gebirge im Übergang von später Reife zu frühem Greisenalter. Trotz der großen Höhe, zu der die Gebirgsmasse gehoben wurde, und trotz der beträchtlichen Widerstandsfähigkeit ihrer Gesteine muß doch alles dem unaufhörlichen Angriff der Verwitterung weichen. Die inneren, heben-

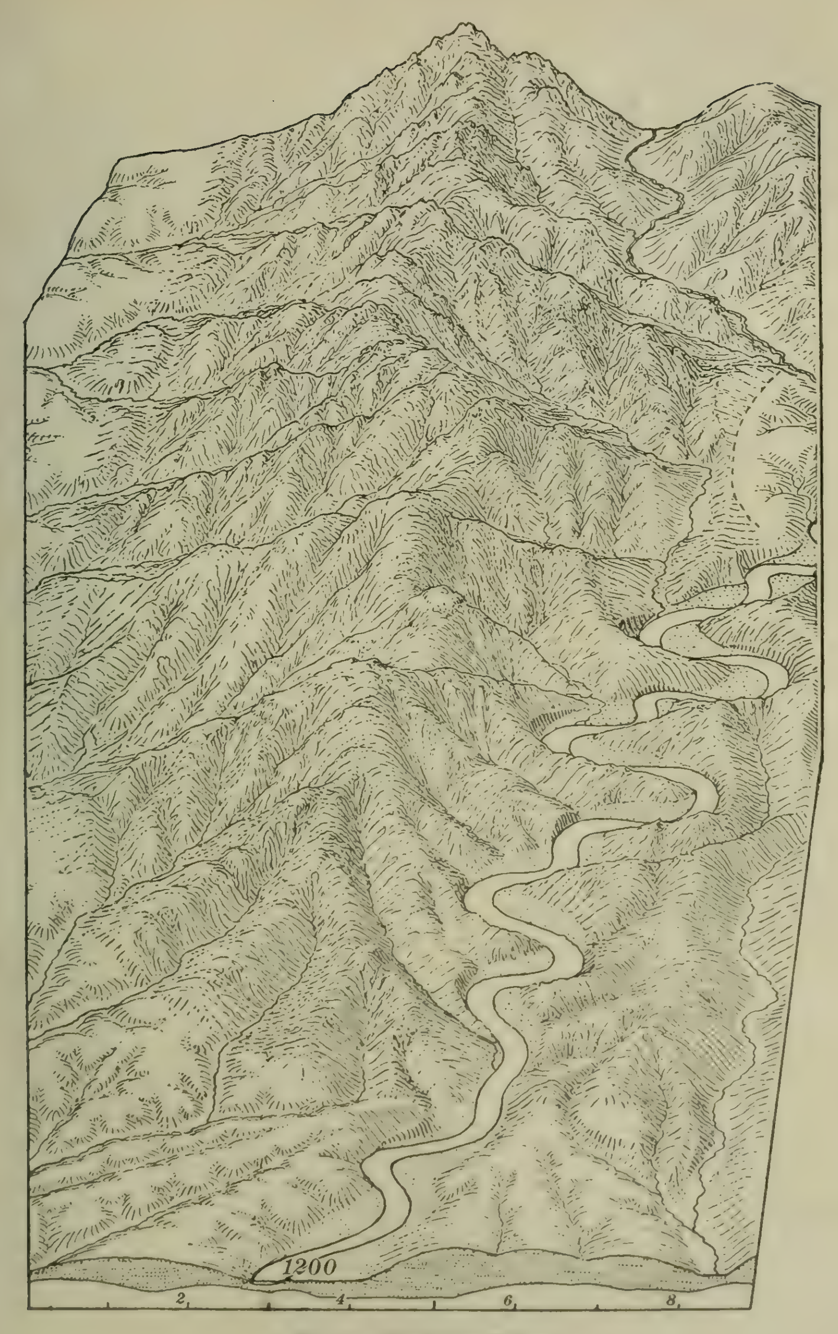
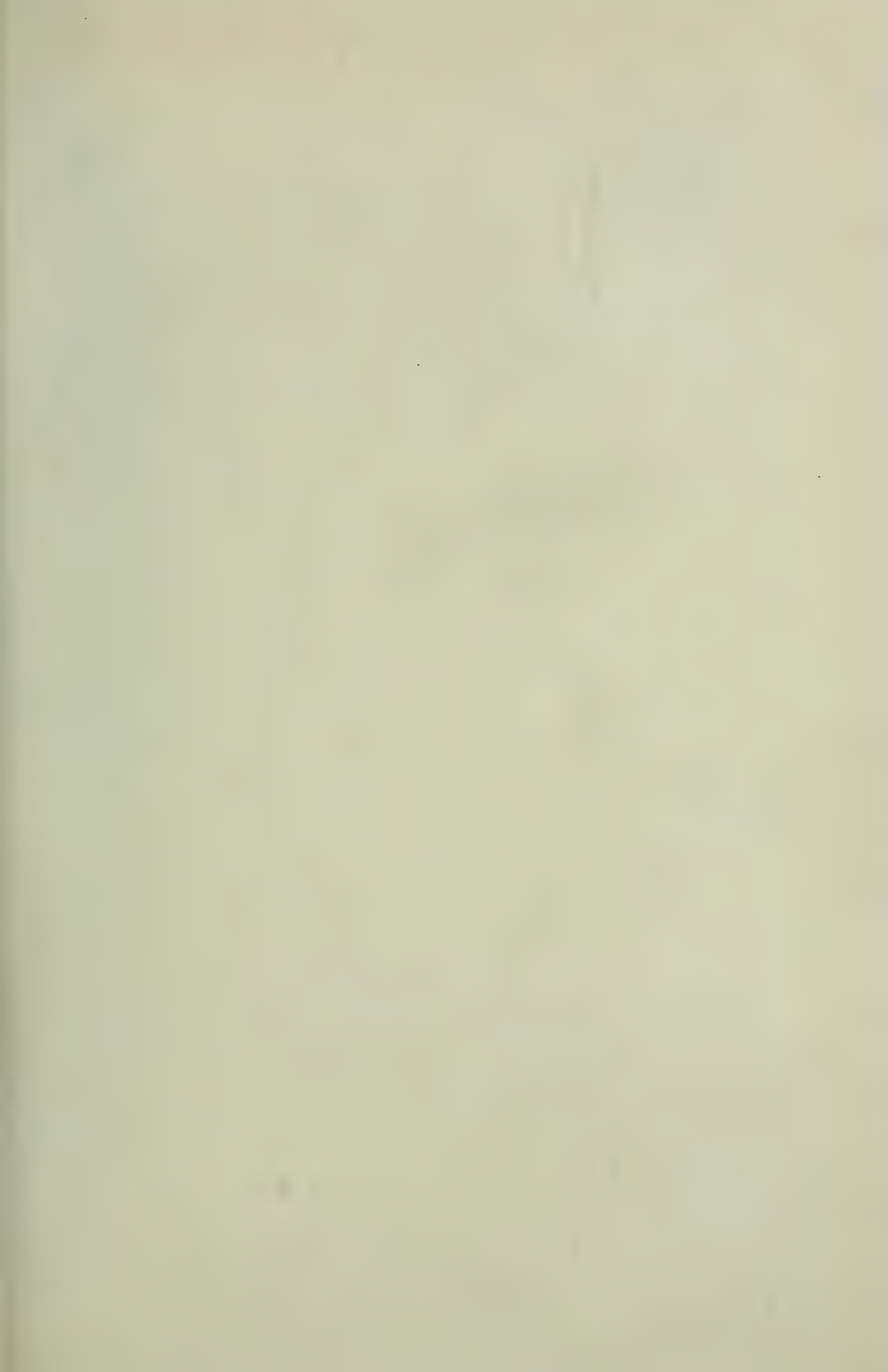


Fig. 120. Unterjochte Gebirge.

den Kräfte scheinen im Wetteifer mit den unermüdlichen, äußeren, abtragenden Kräften der Atmosphäre erschöpft zu sein. Wie stolz die reifen Gebirge auch waren, als sie ihre scharfen Kämme eine Zeitlang emporrichteten, sie sind jetzt doch buchstäblich im Sturm erobert und unterjocht; daher kann ihre Niederlage auch in ihrem Namen Ausdruck finden, und darf man sie kurz als unterjocht oder unterworfen beschreiben.

Die schroffen Gipfel der reifen Gebirge, die noch hoch und scharf emporragen, und die zwischen ihnen liegenden Täler, die, wenn auch tief eingeschnitten, so doch eng und steilwandig sind, können uns sehr wohl den immer tätigen, noch nicht entschiedenen Streit zwischen Hebung und Verwitterung veranschaulichen. Die unterjochten Formen sprechen höchst beredt von den langen Zeitperioden, während derer die äußeren Vorgänge ununterbrochen in Tätigkeit gewesen sein müssen, ehe sie den Sieg errangen, und deuten auf die Vernichtung hin, die das endliche Schicksal der Gebirge sein wird. Alle diese systematischen Züge solcher Gebirge sind mit einbegriffen in den Bezeichnungen: Unterjochte oder unterworfene Gebirge. Sie sind schematisch in Fig. 119 und 120 dargestellt.

Die Black-Mountains von Nord-Carolina. Die Black-Mountains, eine Gruppe der Süd-Appalachen in Nord-Carolina, die hauptsächlich aus widerstandsfähigen, kristallinen Schiefern bestehen, können als Typus für solche unterjochte Gebirgsformen gelten.[36] Der volkstümliche Name „Dom“, der für viele Gipfel angewandt wird, bezeichnet klar ihre abgerundete, grobe Form, deren Relief 1000 oder 1200 m erreichen mag. Aufschlüsse sieht man nur ausnahmsweise, denn die Gipfel sind, ebenso wie die bewaldeten Gehänge, fast überall von kriechendem Schutt bedeckt, und mit der Ausdehnung der Schuttdecke hängt ein Verlust an Einzelformen zusammen, für welche die vielen kleinen Aufschlüsse der Reifezeit sorgten, wie auch eine Zunahme an grob gegliederter Einförmigkeit in der allgemeinen Erscheinung der Gebirge, die sich bis zur Eintönigkeit steigert. Man braucht an den Gebirgshängen nicht mehr zu klettern: man kann leicht hinaufgehen, wenn man es nicht gar vorzieht, bis zum Gipfel hinan zu reiten; denn Saumpfade sind überall an dem langgestreckten Hang mit doppelt gekrümmtem Profil, der vom abgerundeten Bergrücken zum Strome hinabfällt, sehr leicht anzulegen. Die Sporne endigen in großen, konvexen Isohypsen;





Reife Gebirge von mittlerer Höhe und feiner Gliederung im südlichen Kalifornien. (Carnegie Solar Observatory.)

die Talschlüsse sind dort, wo die konvergierenden Schuttströme gleichen Rang haben, in großen Konkaven ausgegraben. Die Kämme der Rücken zeigen sich nur ausnahmsweise scharf, meistens sind sie gut abgerundet. Die tiefer gelegenen Täler sind so flach ausgeglichen und ihre Böden so breit geworden, daß sie leicht bewohnbar sind, obwohl ihre Breite nicht ausreicht, um den Ackerbau sehr lohnend zu gestalten. Die Vereinigung von Haupt- und Nebentälern in gleichem Niveau, die wir schon als charakteristisch für Gebirge reiferen Alters betonten, ist hier noch augenfälliger entwickelt. Darum, und wegen der schön ausgearbeiteten, konkaven Krümmung des Flußgefälles ist ein Besuch Nord-Carolinas eine außerordentlich geeignete Vorbereitung auf einen Besuch der Alpen oder irgend eines anderen stark vergletschert gewesenen Gebirges; denn die eigenartigen Züge solcher Gebirge werden viel besser verstanden, wenn man erkennt, daß sie Abweichungen von normalen Formen darstellen.

Reife Gebirge von mittlerer Höhe. Es kann sehr wohl vorkommen, daß eine Gebirgsmasse, die in einem früheren Zyklus alt wurde, nur eine mäßige Höhe durch eine neue Hebung erreicht, ehe die Hebung aufhört. Unter Umständen, die eine feine Gliederung der Zerschneidung bewirken, kann die mäßig gehobene Masse scharf zerschnitten werden und alle die oben beschriebenen Formen eines reifen Gebirges erlangen. Häufiger aber, und namentlich in normalen Klimaten, werden die Hauptflüsse zu weit voneinander entfernt gelegen sein, als daß die dazwischen liegenden Riedel durch die reife Abböschung der Haupttalwände zugeschärft werden; daher werden solche Gebirge abgerundete Kämme selbst während der Reife aufweisen, und man kann sie als reife Gebirge von mittlerer Höhe bezeichnen. Wenn die Hebung nicht allein in einer mittleren Höhe aufgehört hat, sondern langsam vor sich gegangen ist, werden die Formen der Frühreife, Vollreife und Spätreife immer mild und sanft sein und die unterjochten Formen der höher gehobenen Gebirge nachahmen. Während der Frühreife sind die Gebirge dieses Typus leicht daran zu erkennen, daß sie noch unverzehrte Überreste der gehobenen, alten Oberfläche bewahren, worauf schon oben hingewiesen wurde. Während der Vollreife wird die auffallende Gleichheit der Gipfelhöhe mindestens die Vermutung erwecken, daß die Gipfel eine früher in Hinsicht auf

eine normale untere Erosionsbasis abgetragene Fastebene und nicht ein oberes Denudationsniveau darstellen, und diese Vermutung muß der Beobachter ausdrücklich in seinen Bericht einschließen, weil sie dem Leser sehr förderlich sein wird. Allein während der Spätreife, wenn die verschiedenen Gipfel ungleich abgetragen werden, wird man im Zweifel bleiben, ob solche Gebirge wirklich niemals Hochgebirge waren oder vielleicht einst bis zu gewaltigen Höhen emporragten.

„Hochgebirgs"- und „Mittelgebirgsformen". In den südlichen Rocky Mountains gibt es mehrere Gebirgszüge, die zum größten Teil unterjochte Formen aufweisen, obwohl sie Meereshöhen von 3500—4000 m erreichen. Es sind also Hochgebirge, die jedoch keine sog. „Hochgebirgsformen" besitzen, es sind vielmehr hohe unterjochte Gebirge. Ihre Gipfel stellen mehr Dome als Spitzen dar, ihre grobgegliederten Rücken und Sporne sind gerundet statt zugeschärft, ihre Hänge sind meist schuttbedeckt, ihre Täler werden von ausgeglichenen Flüssen durchzogen, und diese Flüsse zeigen eine systematische Abnahme ihres Gefälles von der Quelle nach der Mündung. Eine empirische Bezeichnung für derartige Formen ist „Mittelgebirgsformen", als ob diese Formen nur Gebirgen von mittlerer Höhe zukommen. Es ist dies eine verfrühte Verallgemeinerung auf Grund ungenügender Induktion. Wir werden später in dem Abschnitt über die glaziale Erosion sehen, daß der empirische Ausdruck „Hochgebirgsformen" ebenso unzutreffend ist, da die mit diesem Namen belegten Formen häufig in Gebirgen von nur mäßiger Höhe zu finden sind, wie z. B. in Spitzbergen. Die Verwendung dieser Namen für andere Gebiete, wie für Mitteleuropa, wo sie zuerst aufkamen, wird der Geographie dieselben Schwierigkeiten bereiten, wie sie die historische Geologie vor einem halben Jahrhundert durchzumachen gehabt hat, als die in einem kleinen Erdteil entwickelten Ideen sich für andere, große Erdteile als untauglich erwiesen.

Wenn der Ursprung scharfer, reifer und gerundeter, unterjochter Gebirgsformen ein Rätsel wäre, so würde man recht daran tun, unsere Unkenntnis dadurch zu dokumentieren, daß man solche empirischen Ausdrücke auch weiterhin gebraucht. Aber so liegen die Dinge ja nicht. Die gerundeten „Mittelgebirgsformen", welche Höhe sie auch besitzen mögen, sind das natürliche Ergebnis der normalen Erosion, die in einem unge-

störten Zyklus zu einem spätreifen Stadium gelangte. Solche Formen werden hier spätreif oder unterjocht genannt; sie können auch in einem früheren Stadium eines zweiten Zyklus, der dem späten Stadium eines ersten folgte, hervorgerufen werden, wie wir oben gesehen haben. „Hochgebirgsformen“ sind zweierlei Art und von zweierlei Ursprung, und erfordern daher auch zwei verschiedene Bezeichnungen. Die Formen einfacherer Entstehungsweise haben wir in diesem Kapitel unter der Überschrift: „reif zerschnittene, normale Hochgebirge“ oder kürzer „reife Hochgebirge“ kennen gelernt. Diejenigen, deren Herausbildung verwickelterer Natur ist, sind das Erzeugnis der glazialen Erosion, wie wir im IX. Kapitel noch näher sehen werden, und daher kann man sie „durch glaziale Erosion zugeschärfte“ oder kurz „glazial zugeschärfte Gebirge“ nennen. Sie können sehr hoch sein, aber auch eine nur mäßige Höhe aufweisen. Glazial zugerundete Gebirge, wie sie im Norwegischen Hochland vorkommen, werden als eine besondere Art der „Mittelgebirgsformen“ anzusehen sein, sie erfordern jedoch an dieser Stelle keine eingehendere Behandlung.

Es führt heute sicher zu Schwierigkeiten, wenn man unter dem einen Namen „Hochgebirgsformen“ zwei so verschiedene Formen wie normale, reife Hochgebirge und glazial zugeschärfte Gebirge zusammenfaßt, und unter „Mittelgebirgsformen“ normale, unterjochte Gebirge, ob sie nun hoch oder niedrig sein mögen, versteht. Aus diesem Grunde werden wir hier die beiden Ausdrücke überhaupt vermeiden.

Zerschnittene Becken. Mit dem weiteren Fortschreiten des Zyklus, mit der Erniedrigung und Abrundung hoher Gebirge und der Verbreiterung der Täler können auch die einst aufgeschütteten Ebenen der Gebirgsbecken zerschnitten werden, wie dies etwa im Hintergrund von Fig. 13 der Tafel 15 meiner „Practical Exercices“ dargestellt ist. Der Val d'Arno (Fig. 1) im Südosten des Beckens von Florenz bietet uns ein gutes Beispiel hiefür, wo der Fluß längs der Achse des Beckens eine breite Talflur geschaffen hat. Viele von den konsequenten, sich wiederholt verzweigenden Nebenflüssen haben mit ihren insequenten Ästen die Beckenausfüllung reif und oft ziemlich fein zerschnitten, aber die Überreste der Beckenausfüllung, die sich von den umschließenden Gebirgen nach vorn erstrecken, sind noch so beträchtlich, daß sie die ursprüngliche Ebene deutlich zur Anschauung bringen. Die

Ebene liegt etwa 100 m über der Talaue und ist wohl noch nicht einmal bis zur Hälfte aufgezehrt. Die das Becken ausfüllenden Schichten sind größtenteils von ziemlich feiner Textur und nur geringer Widerstandsfähigkeit, und weisen daher bereits ausgeglichene Hänge auf; die oberen Schichten werden oft aus Konglomeraten gebildet und steigen über jenen in niedrigen Steilwänden auf. Einige Sporne haben die scharfen Spitzen, und manche Talschlüsse die konkaven Amphitheater, die bei der Beschreibung der Plateaus schon erklärt wurden. Die Nebenflüsse fließen gelegentlich über die begrabenen Kämme von Hügeln oder Rücken des niedergebogenen Beckenbodens hinweg, und man trifft dort kleine Wasserfälle in den sonst ausgeglichenen Flußläufen. Der Arno selbst hat zwei epigenetische Strecken gleichen Ursprungs, und dort durchfließt er nicht ein breit geöffnetes Tal, sondern enge, steilwandige Schluchten. Auf der italienischen Exkursion besuchten wir dieses Becken von Florenz aus; wir bestiegen die Hügel hinter dem Städtchen Figline, das in der Aue des Arnotales liegt, und saßen im dürftigen Schatten eines Ölbaums auf dem Ende eines Sporns in müßiger Betrachtung der Aussicht, während eiligere Reisende in dem Schnellzug Rom-Florenz durch die liebliche Landschaft sausten. Wir hatten noch Zeit, zwei oder drei Kilometer auf dem Sporn zu der unzerschnittenen Beckenebene zurückzuwandern, konnten aber nicht mehr die Basis der Chiantiberge im Südwesten erreichen, ehe wir den Zug bestiegen, der uns nach Florenz zurückbringen sollte. Figline hat kein weltbekanntes mittelalterliches Schloß mit berühmten Statuen und Gemälden, es besitzt daher im Bädeker keinen Stern und bleibt unbekannt. Uns erschien diese Gegend aber selbst einer der Sterne zu sein, zu denen Emerson uns drängt, „unseren Wagen hinzulenken“, und wir können ihren Besuch allen empfehlen, die gerne durch alte Städtchen und ländliche Gegenden wandern, vor allem aber jedem, der ein ausgezeichnetes Beispiel eines reif zerschnittenen Beckens zu sehen wünscht.

In den Rocky Mountains kommen viele Becken in den verschiedensten Zerschneidungsstadien vor[37], die sehr gut die Bezeichnung „Gebirgskette“ für die dortigen Gebirge rechtfertigen, weil die Becken die Löcher der Kettenglieder vorstellen. Ein Becken, das allerdings eine verwickeltere Geschichte und Form besitzt, habe ich in meinem Bericht über den Tian-Schan beschrieben.

Zerschnittene fluviatile Ebenen. Die Ebene des Indus und Ganges, die teilweise bereits durch die Flüsse, die sie aufgeschüttet haben, zerschnitten ist, hat in Medlicotts und Blanfords Handbuch der Geologie Indiens eine vorzügliche Darstellung gefunden.[38] Das vollkommenste Beispiel für einen zerschnittenen Vorlandkegel ist das sogenannte Plateau von Lannemezan, das von der Garonne an dem nördlichen Abfall der Pyrenäen aufgebaut ist. Es liegt an seinem Scheitel 600 m über dem Meeresspiegel, der Radius beträgt etwa 90 km. Zwei andere große, zerschnittene, jedoch weniger formvollendete Kegel liegen weiter im Westen. Die Garonne wendet sich nach ihrem Austritt aus dem Gebirge scharf nach Osten und hat ihr gegenwärtiges Tal längs der Gebirgsbasis ausgearbeitet: so hat sie die Zerschneidung des Kegels vielen kleinen, konsequenten Flüssen überlassen, die strahlenförmig auf ihm hinabfließen. Eine Eigentümlichkeit dieser Täler besteht darin, daß ihr rechtes Gehänge in ausgesprochener Weise steiler als ihr linkes ist, ein Zug, der oft der Ablenkung der Flüsse unter dem Einfluß der Erdrotation zugeschrieben wird. Die Erklärung hat zwar viel Verlockendes, scheint aber doch quantitativ ungenügend zu sein, und Fabre führt daher auch diese Talform auf die Nordwestwinde, die hier die Regenbringer sind, zurück.[39] Die fluviatilen Ebenen, die sich einst sanft von dem Westfuß der Französischen Alpen nach dem Rhône hin senkten, sind jetzt so stark zerschnitten, daß sie eine Landschaft mit reif zugerundeten Hügeln von mäßigem Relief darstellen, wenn auch eine über sie hinweggelegte Ebene immer noch die westliche Neigung bewahrt. Die Quarzitschotter, die in den Schichten der Ebene so häufig vorkommen, und die zur Zeit ihrer Ablagerung eine frische, unverwitterte Oberseite gehabt haben müssen, sind jetzt unter dem Einfluß der Verwitterung tief zerfressen und zeigen häufig eine löcherige Oberfläche. Ganz ähnliche Verhältnisse sieht man in den Bayerischen Alpen. Eine ausgezeichnete Beschreibung einer ausgedehnten zerschnittenen fluviatilen Ebene besitzen wir in Johnsons Arbeit über die Hochebenen von Colorado und Kansas.[40]

Alte Gebirge. Verfolgt man die Südappalachen von Nord-Carolina südwestwärts bis in das nördliche Georgia, so beobachtet man, wie ihre Höhe abnimmt, die Talbreite zunimmt, und wie das Gebirge allmählich verschwindet, nachdem es durch die Formen zunehmenden Alters hindurchgegangen ist, bis es

schließlich zur Fastebene abgetragen wurde. Ich habe diese Umwandlung nur auf Karten verfolgen können. Obwohl sie von großer Wichtigkeit für das Studium der Landformen ist, haben wir doch bis jetzt noch keine Darstellung über ihre verschiedenen Formen, die sich auf unmittelbare und gerade auf diese Punkte gerichtete Beobachtung gründete; es liegt hier eines jener vielen Probleme vor, die auf eine spezielle Behandlung durch irgendeinen an Ort und Stelle Arbeitenden warten.

Mosore, Monadnocks, Härtlinge. Wenn der größte Teil eines Gebietes von gestörter Struktur zu einer Fastebene abgetragen ist, können gewisse kleinere Partien, wie dies schon im III. Kapitel kurz erwähnt wurde, ein beträchtliches Relief beibehalten und sich deutlich herausheben, was aber mehr auf dem Gegensatz zu der niedrig gelegenen Umgebung als auf ihrer Höhe beruht. Auch in Regionen mit gleichförmiger Struktur können derartige Restformen an den Wasserscheiden überleben, nämlich dort, wo ursprünglich die größte Hebung stattfand, wo also die allgemeine Abtragung am längsten dauerte; für Überreste dieser Art hat Penck den Namen „Mosore“ vorgeschlagen.[41] Man wird erwarten dürfen, daß in normalem Klima bei gewöhnlichen Gesteinen diese Formen nicht scharf abgesondert sein werden, sondern sich in leicht konkaven Kurven nach der besser abgetragenen Fastebene hin senken; in Kalkgebieten von gleichmäßiger Struktur kann dagegen der Kontrast zwischen den Tiefländern und den breiten Restformen gelegentlich recht auffallend sein, wie man dies in bestimmten Tälern Dalmatiens sehen kann[42] (Fig. 55, 65). In ariden Regionen sind die Restformen häufig durch die Schroffheit ausgezeichnet, mit der ihre steilen Abhänge sich von den umgebenden Felsflächen ohne jede Änderung der Gesteinsstruktur abheben, wie wir dies im VIII. Kapitel noch näher betrachten werden. Ob diese Stärke des Reliefs dem Kalkstein und dem ariden Klima eigentümlich ist, ist bisher noch nicht genügend untersucht worden. Je länger ein Erosionszyklus fortdauert, ohne eine Unterbrechung zu erleiden, um so vollständiger werden alle diese Aufragungen entfernt und in dasselbe Niveau der umgebenden Fastebene gebracht werden.

Enthält eine Masse von gestörter Struktur einige Glieder mit größerer Widerstandsfähigkeit, so werden sie notwendigerweise als isolierte Gebirge oder Hügel übrig bleiben, wenn die weicheren Partien bereits eingeebnet sind. Derartige Überreste

nennt man „Monadnocks“[43] oder „Härtlinge“[44]. Die Stärke ihres Reliefs wird von dem Gegensatz abhängen, in dem ihre Gesteine zu denen ihrer Umgebung stehen, und ihre Größe und Umgrenzung wird vor allem durch die Ausdehnung und den Charakter der sie zusammensetzenden Gesteine bestimmt sein.

Aber ebenso wie die Mosore allmählich vergehen, so müssen auch die Monadnocks mit der Zeit verschwinden, wenn nur der Erosionszyklus lange genug währt. Ihre Höhe wird abnehmen, ihr Gehänge sanfter und sanfter werden, ihre äußere Umgrenzung wird sich immer mehr von den Gesteinen entfernen, die sie ursprünglich bedingten, und schließlich werden sie der allgemeinen ebenen Oberfläche einverleibt sein. Die Tatsache, daß viele Monadnocks, wie z. B. die des Rheinischen Schiefergebirges oder des französischen Zentralmassivs, nicht aufgezehrt wurden, ehe diese Peneplains gehoben und in einen neuen Zyklus gebracht wurden, zeigt in klarer Weise, daß dem vorangehenden Zyklus, in dem die Fastebenen entstanden, eine nicht ausreichende Zeit zur Verfügung stand, um auch die Einebnung der härtesten Gesteinsmassen zu vollenden.

Alte Gebirgs-Fastebenen. Die Fastebene, zu der die südlichen Appalachen abgetragen worden sind, steht nicht mehr in der tiefen Lage, in der sie sich einst befand: wie die meisten anderen Fastebenen, ist auch sie gehoben worden und jetzt fast reif zerschnitten. Das beste Beispiel einer unzerschnittenen Peneplain, das ich gesehen habe, liegt in Sibirien, in der schon oben erwähnten Gegend von Semipalatinsk. Die stark deformierte Gesteinsstruktur ist hier durch eine sanft wellenförmige Oberfläche abgeschnitten, die, wenn auch keineswegs eben, doch ein nur kleines Relief und sanfte Hänge auf weite Strecken hin aufweist. Einzelne Berge von größerer Höhe überleben. Als ich 1903 dieses Gebiet am Ende einer Tag- und Nachtreise durch eine viel rauhere Gegend in einer rüttelnden Tarantaß durchquerte, konnten die Pferde hier fast beständig zu Trab oder Galopp angetrieben werden, und die Landschaft erschien mir als die Verwirklichung einer Form, die ich früher nur in der Phantasie gesehen hatte. Doch selbst hier zeigte es sich, daß der Ob in einem engen, jungen Tal floß, das etwa 15 m tiefer als seine sehr breite, frühere Talflur eingeschnitten war, daß also selbst dieses ausgezeichnete Beispiel einer größtenteils unzertalten Fastebene von seinem Hauptfluß leicht zerschnitten war.

Die Anführung dieses Tieflandes von geringem Relief in einer Darstellung der Gebirge steht augenscheinlich in einem Gegensatz zu dem üblichen Schema geographischer Klassifikation. Es läßt sich aber manches zugunsten dieser Einordnung sagen. Empirisch könnte das Gebiet heute zu den Ebenen gerechnet werden; eine solche Klassifikation würde aber die wichtigen Restformen, ebenso wie die Aufschlüsse und Erdböden vernachlässigen, die alle in der Bezeichnung „alte Gebirgs-Fastebene“ mit einbegriffen sind. Außerdem ist das Verhältnis der Fastebene zu Gebirgen der Vorzeit nur ein Gegenstück ihrer möglichen Beziehung zu zukünftigen Gebirgen. Ich habe oben die Anschauung ausgesprochen, daß diese Peneplain früher eine große Ausdehnung nach Südosten hin besaß, wo sie dann in große Schollen aufgelöst und unregelmäßig gehoben wurde, um die Hochländer und Bergzüge des Tian-Schan zu bilden.

Gebirge von wechselnder Gesteinsstruktur. In den vorhergehenden Beschreibungen ist mit Absicht den Massen mit starker Verschiedenheit der Widerstandsfähigkeit nur geringe Aufmerksamkeit geschenkt worden, und zwar geschah dies auf Grund des allgemeinen Prinzipes, daß zuerst die einfacheren Fälle vorgeführt werden müssen, erst später die verwickelteren. Während aber die systematische Folge der Formen in Gebieten mit ungefähr gleicher Widerstandsfähigkeit in ziemlicher Vollständigkeit behandelt werden kann, würde eine entsprechende Darstellung der Formen, die in solchen mit sehr verschiedenartiger Gesteinsstruktur ausgebildet werden, einen großen Raum beanspruchen, da die mögliche Verschiedenheit der Strukturen ja ungeheuer groß ist. Wir müssen uns daher hier auf den Hinweis beschränken, daß ein Wechsel der Struktur einen starken Einfluß auf die Form ausübt, wie es schon in der Fig. 58 dargestellt ist, und daß jeder spezielle Fall von komplizierter Struktur nach dem oben vorgeführten Schema behandelt werden sollte. Zur besseren Illustrierung der hervorragenden Bedeutung, die die Struktur für die Form besitzt, möchte ich aber wenigstens zwei Beispiele etwas ausführlicher anführen, nämlich den Schweizer Jura und die Pennsylvanischen Alleghanies.

Der Jura. Die früheren Erklärungen behandelten das schweizerische Juragebirge so, als ob es noch in seinem ersten Erosionszyklus stände, und als ob die Höhe seiner antiklinalen Rücken im wesentlichen auf die Auffaltung zurückzuführen sei. Nach einer

neueren Auffassung, die zuerst Brückner ausgesprochen hat[45], befindet sich das Gebirge jedoch jetzt in einem zweiten Zyklus, der durch eine Hebung — vielleicht in Verbindung mit erneuter Faltung —, die in einem späten Erosionsstadium der vorher gefalteten Masse eintrat, eingeführt wurde. Schließen wir uns dieser zweiten Erklärung an, so kann uns der Jura als typisches Beispiel für einen Gebirgszug dienen, der die gegenwärtige Mannigfaltigkeit seines Reliefs meistens der neubelebten Erosion in den verschiedenartigen, an seinem Aufbau beteiligten Gesteinen verdankt. In diesem Falle müssen wir uns denken, daß das durch die ursprüngliche Faltung hervorgebrachte Relief

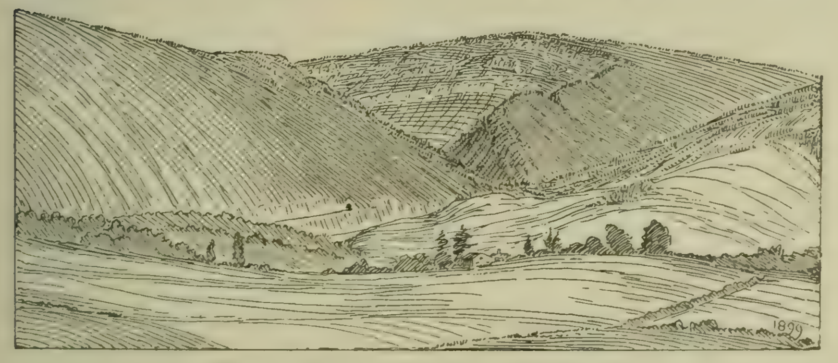


Fig. 121. Die Kluse von Court im Schweizer Jura.

durch eine lange andauernde Erosion in einem früheren Zyklus spätreif oder alt wurde, und auf der so entstandenen, stark abgetragenen Oberfläche traten dann die verschiedenen Gesteinsarten in langen, fast parallelen Streifen zutage. Die weicheren Gesteine können dann, besonders in den Synklinalen, zu einer glatten Oberfläche abgetragen worden sein; die härteren, die vor allem in den Antiklinalen bloßgelegt wurden, mögen ein mäßiges Relief beibehalten haben: hier und da waren die höheren Gewölbe des widerstandsfähigen Kalksteins an den Kämmen abgetragen, und die weicheren, darunterliegenden Schichten in antiklinalen oder monoklinalen Tälern bloßgelegt. Solche Täler müssen als subsequent angesehen werden. Im ganzen aber müßte die Entwässerung am Ende des ersten Zyklus konsequent gewesen sein: die größeren konsequenten, longitudinalen Flüsse waren in ihrer Anlage durch die Synklinalen bestimmt, sie nahmen viele kurze, unbestimmte, konsequente Nebenflüsse auf, die von den tief abgetragenen Antiklinalen herabkamen.

Man kann annehmen, daß an einzelnen Stellen ein Fluß eine erniedrigte Antiklinale durchquerte, wenn auch die wirkliche Ursache eines solchen Durchbruchs nicht leicht anzugeben ist. Fände dann eine Hebung des Gebietes statt, so würden die Längsflüsse bald die weicheren Schichten der Synklinalen fortschaffen und auf diese Weise tiefe, konsequente, synklinale Täler ausarbeiten; die Querflüsse werden Klusen durch die härteren Schichten der Antiklinalen einschneiden, während die neubelebten, konsequenten Nebenflüsse dadurch, daß sie Engtäler

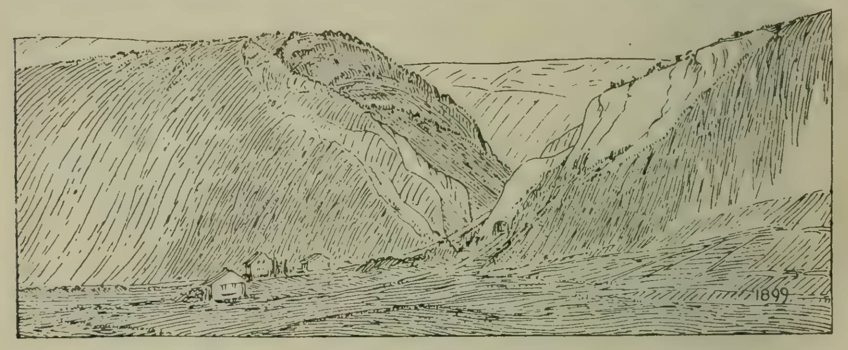


Fig. 122. Die Kluse von Moutier im Schweizer Jura.

in die Flanken der Antiklinalen einreißen, um die Entwässerung der hochliegenden, subsequenten Täler wetteifern würden. Zwei solche Klusen sind in den Fig. 121 und 122 dargestellt.

Das Alleghany-Gebirge von Pennsylvanien. Bis vor etwa zwanzig Jahren wurden die Rücken der Pennsylvanischen Alleghanies für die noch nicht aufgezehrten Überreste eines aus sehr mächtigen, gefalteten Schichten aufgebauten Hochgebirges, das in der Permzeit emporgefaltet worden war, gehalten. Der Gedanke, daß zwei oder noch mehr Erosionszyklen sich zur Abtragung des Gebirges verbunden haben könnten, war kaum erwähnt worden, wenn ich auch glaube, daß er zuerst dem originellen, philosophischen Geiste G. K. Gilberts entsprungen ist, dem wir so viele neue Deutungen alter Beobachtungen verdanken. Während dieser zwanzig Jahre hat die Erklärung, daß die aus widerstandsfähigen Sandsteinen bestehenden Rücken ihr heutiges Relief infolge des Fortschaffens der weicheren Schichten in einer früher abgetragenen und dann gehobenen Fastebene gewonnen haben, ganz allgemeine Annahme gefunden, wie wir bereits einmal im IV. Kapitel erwähnten.

In diesen Beziehungen ist das Alleghany-Gebirge, besonders wie es in Zentral-Pennsylvanien entwickelt ist[46], eindrucksvoller als der Jura, und ein Besuch von einigen Tagen in der Gegend zwischen Harrisburg und Altoona kann nur dringend empfohlen werden; zur allgemeinen Orientierung kann der Band „X“ der zweiten Geological Survey von Pennsylvanien[47] dienen, der eine Reihe geologischer Karten und kurze Beschreibungen enthält. Die am meisten hervortretenden Züge sind: eine große Mächtigkeit der hier entwickelten Schichtenfolge, die 7000—10000 m beträgt; der starke Gegensatz zwischen den drei widerstandsfähigen Sandsteingliedern (Medina, Pocono und Pottsville) und den dazwischenliegenden weicheren Bildungen; die Art, in der die Schichten zu langen, fast parallelen Falten, die in der Richtung Nordost-Südwest streichen, zusammengepreßt wurden; die verwickelte und doch systematische Anordnung der jetzt auf den Falten entwickelten Bergrücken. Um diese letztere richtig beurteilen zu können, ist es von Wichtigkeit, daß man sich eine klare Vorstellung über die geometrischen Beziehungen gefalteter Strukturen zu der an ihnen arbeitenden Erosion macht. Wir werden sie uns bilden, wenn wir der zunehmenden Mannigfaltigkeit bei der Entwicklung ideeller Formen systematisch nachgeben.

Theoretische Ableitung der Alleghanyformen. Eine gefaltete Struktur mit geraden, regelmäßig gefalteten, symmetrischen Antiklinalen und Synklinalen, die eine widerstandsfähige Formation zwischen zwei weicheren enthält, würde in einem der Vollendung nahen Erosionszyklus eine Fastebene mit einer Reihe gerader, paralleler Streifen von schwachem Relief zwischen parallelen Tieflandstreifen zeigen. Wenn die Faltung mehrere Antiklinalen mit sanft gewölbten Achsen und entsprechende Synklinalen mit etwas unregelmäßig gesenkten Troglinien geschaffen hat, so wird die harte Formation nach vollendeter Abtragung in Ovalen oder im Zickzack angeordnet sein. Sind zwei widerstandsfähige und drei weiche Glieder, und sowohl flache als auch steilere assymmetrische Antiklinalen vorhanden, dann werden zwei Streifen von schwachem Relief einander in allen Ovalen und Zickzacklinien begleiten; die Winkel an den zickzackförmig verlaufenden Umbiegungen der harten Streifen werden abwechselnd spitz und stumpf sein.

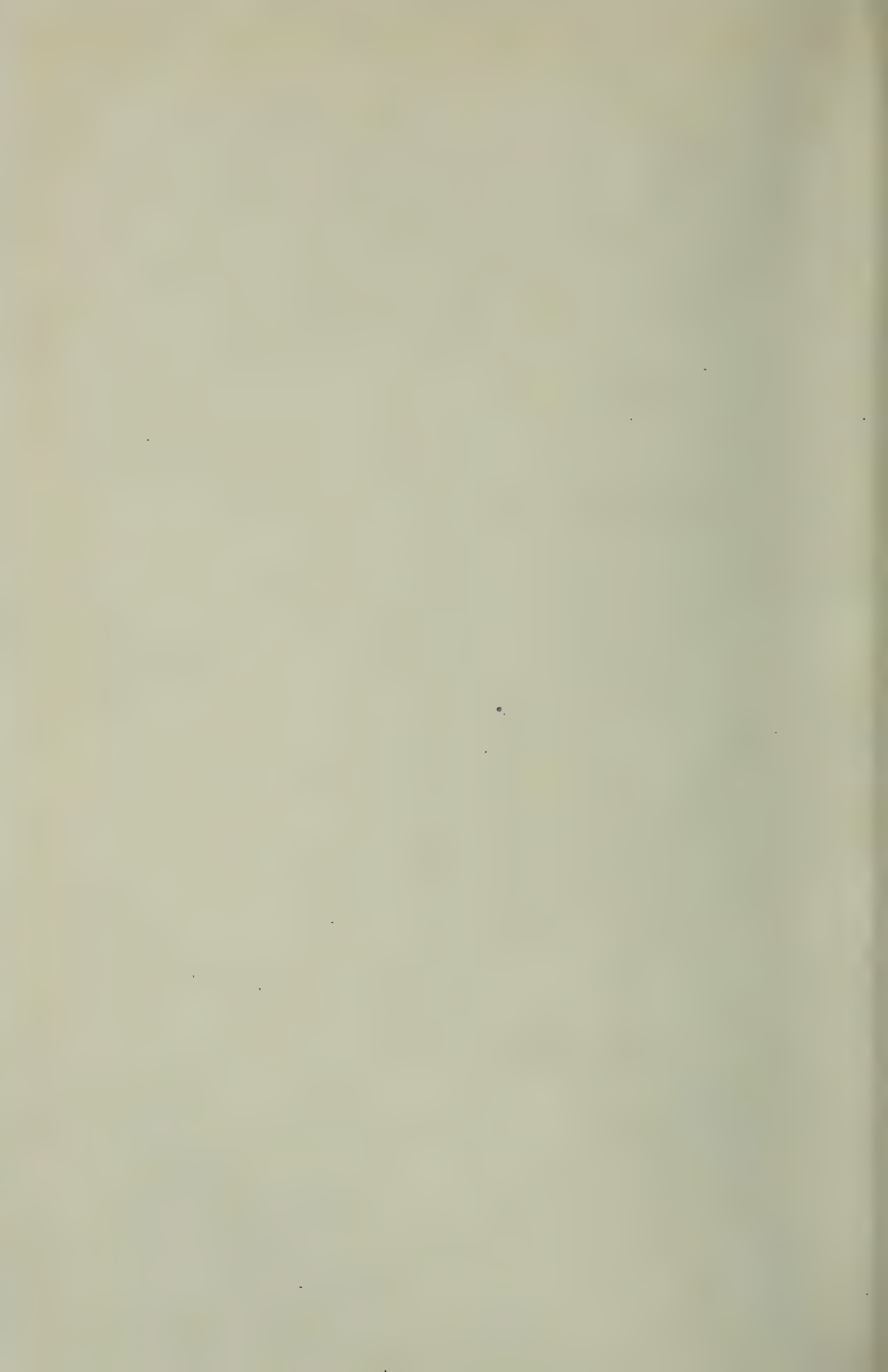
Besteht die gefaltete Gesteinsserie aus drei widerstandsfähigen Sandsteingliedern, die mit vier weicheren Bildungen von Schiefer-

tonen oder Kalksteinen abwechseln, findet dann nach allgemeiner Abtragung in einem ersten Zyklus eine Hebung statt, und werden in dem dadurch eingeführten Zyklus die weichen Schichten zu hügeligen oder flachen Tiefländern abgetragen, so wird eine Reihe von Rücken mit ziemlich starkem Relief und eigentümlichem Zickzackmuster auftreten; dies ist im wesentlichen der Typus des Pennsylvanischen Alleghany-Gebirges, wie er in Fig. 68 schematisch dargestellt ist. Aber infolge einer späteren Hebung von geringerem Ausmaß haben die Flüsse in die zwischen den Rücken liegenden unebenen Tiefländer neue, reife, oft stark gewundene Täler eingeschnitten, so daß die früheren Tiefländer jetzt ein mäßiges, reifes Relief von etwas grober Gliederung gewonnen haben (Fig. 69). Hier sind daher die Formen von drei Zyklen zu erkennen, wie dies bereits im IV. Kapitel erwähnt wurde. Die in dieser Weise geschaffene Landschaft besitzt nichts von der Erhabenheit der Hochgebirge; aber sind auch die Bergrücken in ihrer Gleichförmigkeit etwas eintönig, so existiert doch eine große Mannigfaltigkeit des Typus: jede Form besitzt eine bestimmte Bedeutung und regt damit, wenn auch nicht zu hoher Bewunderung, so doch zu tiefem Nachdenken an. Die Hänge der Rücken sind mit kriechenden Sandsteinblöcken bedeckt und bleiben daher bewaldet, die reif zerschnittenen Formen der niedriger liegenden, tieferen Streifen sind dagegen meist sehr gut zum Ackerbau geeignet und fast überall mit Farmen besetzt. Die Haupttäler können als gute Wege für die Eisenbahnen dienen. Da in den obersten Zonen der gefalteten Schichten Kohlenflötze vorkommen, sind sie meistenteils bereits wieder durch die Erosion entfernt worden, in den schmalen Synklinalen haben sie sich jedoch erhalten können, und daher finden wir auch hier eine dichtere Bevölkerung, die sich mit ihrer Ausbeutung beschäftigt. Das Quertal des Delaware, wie es in der Tafel VIII wiedergegeben ist, veranschaulicht die Formen der drei Zyklen.

Entwässerung der Alleghanies. Ein auffallender Zug dieses Gebietes besteht in der deutlichen Anpassung des Reliefs und der Entwässerung an die Struktur. Die Rücken sind nicht die konsequenten Überreste der ursprünglich höchsten Erhebungen: sie sind nur von den härteren Strukturen abhängig und daher als rein subsequent zu betrachten. Fast alle Flüsse und Täler sind auch subsequent, sie folgen also den monoklinalen oder



Das Quertal des Delaware im Alleghanygebirge. (United States Geological Survey.)



antiklinalen Streifen der weichen Gesteinspartien; und selbst wo ein Fluß ausnahmsweise längs der Achse einer Synklinale fließt, ist er wahrscheinlich nicht echt konsequent, sondern resequent, das heißt, er verfolgt wieder den Weg, *R*, *R*, den seine konsequenten Vorfahren, *C*, *C*, ursprünglich eingeschlagen haben, obgleich während eines mittleren Zeitabschnitts die Entwässerung durch subsequente Flüsse, *S*, *S*, *S*, ausgeführt würde, wie es die verschiedenen Blöcke in Fig. 123 zeigen. Ebenso ist *N* ein resequenter Nebenfluß des subsequenten *S* und des resequenten *R*. *U*, *U* sind subsequente Flüsse und *P* ein resequenter Nebenfluß zweiter Ordnung. In einem späteren Zyklus können sich *U*, *U* zu einem einzigen, resequenten Hauptfluß zweiter Ordnung vereinigen.

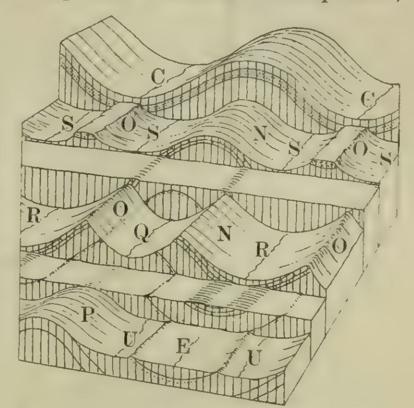


Fig. 123. Die Entstehung resequenter Täler.

Die transversalen Durchbrüche, d. h. die Stellen, wo die Flüsse von einem Tiefland durch einen Rücken in ein zweites Tiefland fließen, kommen in den Alleghanies sehr häufig vor. Ihre Anlage ist schwierig zu erklären, ihre Bildung jedoch wird leicht verständlich, wenn man nur annimmt, daß die heutige Anordnung der Entwässerung schon auf der Fastebene des frühesten erkennbaren Zyklus vorhanden war. Durch Hebung wurden dann alle Flüsse neubelebt; wo sie durch weichere Schichten gehen, sind die Täler des zweiten Zyklus alt und die des dritten reif; wo sie hingegen die harten Schichten durchkreuzen, bleiben die Täler selbst im dritten Zyklus eng, steilwandig und jung.

Verhältnis der antiklinalen, synklinalen und monoklinalen Rücken. An dieser Stelle ist es passend, eine morphologische Erklärung der alten Mythe von dem Vorherrschen synklinaler Rücken in alten Gebirgszügen zu geben. Früher glaubte man, daß in jungen Gebirgen antiklinale, in alten Gebirgen dagegen synklinale Bergrücken vorwalten, und zwar aus dem Grunde, weil die Antiklinalen durch die Faltung gelockert und aufgebrochen würden, während die Synklinalen durch die Zusammenpressung eine Verdichtung erführen, so daß bei stark fortgeschrittener Erosion die ursprünglichen antiklinalen Rücken durch synklinale ersetzt

werden mußten. Das Irrtümliche dieser Auffassung beruht zum Teil darauf, daß man behauptet, die Antiklinalen seien Zonen der Schwäche; man kennt sehr viele Antiklinalen, bei denen von einer solchen Schwäche nichts zu entdecken ist: wie die Synklinalen haben auch sie eine Zusammenpressung erlitten. Ein gröberer Fehler liegt in der Vernachlässigung der Unterschiede der Widerstandsfähigkeit, die durch die verschiedenartige, ursprüngliche Zusammensetzung der gefalteten Masse hervorgerufen werden; der schwerwiegendste jedoch darin, daß man den Einfluß der Beziehungen der Struktur zur Erosionsbasis und der Form zu dem Stadium im Erosionszyklus außer Acht gelassen hat.

Die subsequenten Sandsteinrücken der Alleghanies weisen tatsächlich meist eine monoklinale Struktur auf, wie man dies auch bei der Kleinheit des gegenwärtigen im Vergleich zu dem theoretischen Urrelief erwarten sollte; in Pennsylvanien kommen die monoklinalen Rücken am häufigsten, die synklinalen Rücken am seltensten vor.[48] In Süd-Afrika kann man antiklinale Rücken in einem Gebiet starker Faltung und tiefer Erosion beobachten.[49] Die Hauptzüge dieses Problems mögen in Fig. 123 wiedergegeben werden. Das theoretische Urrelief, wie es die Deformation geschaffen hat, ist im Hintergrunde angedeutet. Dann folgt ein zweiter Block in seinem ersten Erosionszyklus, in dem zwei Synklinalen als Gebirge erhalten bleiben, während eine innere Antiklinale aus harten Schichten als Rücken in Erscheinung tritt und die Urantiklinale ersetzt. Der vierte Block zeigt nur monoklinale Rücken im mittleren Stadium eines zweiten Zyklus, der auf das Greisenalter (dritter Block) des ersteren gefolgt ist; der sechste Block endlich das mittlere Stadium eines dritten Zyklus mit einem starken antiklinalen Rücken zwischen zwei auf weichen Synklinalen abgetragenen Tiefländern. Hierdurch wird es klar, daß antiklinale und synklinale Faltung nicht die einzigen Faktoren bei dem hier behandelten Problem sind, sondern daß sowohl der Wechsel harter und weicher Schichten, wie auch die Aufeinanderfolge der Erosionszyklen und das in ihnen erreichte Stadium eine sehr wesentliche Rolle spielen.

Nirgends in der Welt findet man, soweit unsere Kenntnis bisher reicht, ein ausgezeichneteres Beispiel von dreifach gefalteten Zickzackrücken mit so starkem Relief, die sich so scharf von ihrer niederen, weicheren Umgebung abheben, wie in Zentral-

Pennsylvanien. Es ist recht bedauerlich, daß so viele europäische Geographen, wenn sie nach Amerika kommen, die schönen Täler des Susquehanna und Juniata ohne Aufenthalt durcheilen, um möglichst bald in die Prärien des Mississippi-Beckens und die Gebirge des fernen Westens zu gelangen; gewiß sind alle diese großen Züge von höchstem Interesse, aber nicht mehr als die weniger besuchten Rücken und Täler Pennsylvaniens. Auf ihre eigentümliche Alleghanische Anordnung wurde schon vor etwa fünfzig Jahren in einem kleinen, jetzt recht seltenem Buch von J. P. Lesley hingewiesen,[50] und dieses zusammen mit dem ebenfalls unter Lesleys Leitung herausgegebenen, schon erwähnten Bande „X" der zweiten Geological Survey von Pennsylvanien bilden die besten Führer für diese Gebiete.

Die Rücken des Wasatchgebirges. Noch ein anderes Beispiel möchte ich anführen, das die Bedeutung harter und weicher Strukturen für die normale Erosion der Gebirge illustrieren soll.[51] Ein Teil des nord-südlich verlaufenden Gebirges in Utah besteht im Norden des Städtchens Nephi aus abwechselnd harten und weichen Schichten, die von Nordost nach Südwest streichen, stark gegen Südosten einfallen und durch eine nord-südliche Verwerfung am westlichen Rande des Gebirgszuges schräg abgeschnitten sind. Infolgedessen ist die einfache Anordnung der auf der geneigten Bruchwand konsequenten Täler in den Spanish-Peaks, die fast rechtwinkelig zur Gebirgsbasis verlaufen, hier durch ein System schräg angeordneter, subsequenter Täler ersetzt, die durch ebenfalls schräge, subsequente Rücken von einander getrennt sind, welche sämtlich durch die Bruchlinie abgestumpft sind. Die Rücken endigen in Facetten, die allerdings durch die Erosion bereits etwas gerundet sind. Ein kleiner Erdrutsch hat an dem Streifen stattgefunden, wo die weichsten Schichten auftreten, die anscheinend nicht stark genug gewesen waren, um während der letzten Hebung ungestützt sich erhalten zu können. Der Wert dieses Beispiels liegt in der Tatsache, daß man praktisch alle seine Züge mit den Ausdrücken des normalen Erosionszyklus genau zu beschreiben vermag. Jede harte Formation bestimmt einen Rücken, und zwar rufen die härtesten die höchsten Rücken hervor; jeder Rücken hat eine vordere oder Aufschlußseite und einen rückseitigen Abhang, der zu den subsequenten Tälern abfällt, welche längs der weichen Schichten ausgebildet wurden. Rücken und Täler folgen

den sie bedingenden Gesteinen, genau wie in den Pennsylvanischen Alleghanies.

Weiter im Norden des Wasatchzuges, östlich von Salt Lake City, ist die Gebirgsstruktur synklinal und umfaßt eine mächtige Reihe von Ost-West streichenden widerstandsfähigen und weichen Bildungen, die alle untereinander konkordant sind. Die Struktur ist durch eine bedeutende Verwerfung, die das Gebirge im Westen quer abschneidet, bloßgelegt.[52] Die weicheren Schichten sind zu subsequenten Tälern abgetragen, zwischen denen die härteren sich als subsequente Rücken und Spitzen erheben. In der Ebene von Salt Lake kann man einige Kilometer von der Gebirgsfront entfernt die allgemeine Struktur der gefalteten Schichten wie von einem kolorierten Diagramm ablesen.

Verschiedene andere Gebirgszüge des Great-Basin-Gebietes sind sowohl nach Struktur wie nach Form genau so beschaffen. Ich will nur die Cañon-Range und die House-Range anführen, da sie mir persönlich bekannt sind.[51] Diese beiden Gebirgszüge steigen aus einer alluvialen Ebene auf und zeigen einen steilen Abfall nach Westen, an dem verschiedene Strukturen aufgeschlossen sind, die sämtlich an einer fast schnurgeraden Linie endigen. Ein derartiges gleichmäßiges Verhalten von harten und weichen Schichten weist klar darauf hin, daß diese Gebirge gehobene Schollen darstellen, die durch Verwerfungen begrenzt sind. In beiden Gebirgszügen sind aber in der seit der Hebung verflossenen Zeit die Schollenwände spät reif zerschnitten worden: hier sieht man keine solche Facetten am Ende der Spornen wie in den Spanish-Peaks. Die Cañon-Range weist einen eigenartigen Zug auf, indem ein riesiger, jetzt reif zerschnittener Bergsturz sich von ihrer Mitte aus vier oder fünf Kilometer westwärts erstreckt. Er scheint eine Folge der Hebung der Schollen zu sein, durch die eine große Schichtenserie in eine unsichere Lage geriet.

Die Gebirgsgrenzen. Die Art und Weise, in der die Gebirge endigen und in Formen anderer Art übergehen, verdient noch eine besondere Besprechung. Die Gebirgsgrenzen werden mit Rücksicht auf die Struktur als konkordant oder diskordant beschrieben werden können. So weisen der Jura oder die Appalachen eine konkordante Grenze an ihrer Nordwestseite auf, wo ihre Falten in eine horizontale Lagerungsform übergehen, und wo gleichzeitig an die Stelle der Längsrücken des Gebirges

die insequenten Formen eines Hochlands treten. In gleicher Weise ist das nordöstliche Ende der Alleghanys in Pennsylvanien durch die allmähliche Abnahme und das schließliche Verschwinden der Zusammenpressung, die die Faltung Zentral-Pennsylvaniens hervorgerufen hat, bestimmt. Mit dem Schwächerwerden der Falten und dem allmählichen Übergang in die horizontale Struktur gegen Nordosten hin werden die schmalen Bergrücken in das massige Catskill-Plateau verwandelt. Im Gegensatz dazu verschwinden im Südwesten, in Alabama, die Falten, die schon durch eine fortgeschrittene Erosionstätigkeit stark abgestumpft sind, unter der ungleichförmigen Decke der südlichen Küstenebene: hier liegt daher eine diskordante Gebirgsgrenze vor.

Der nördliche und südliche Fuß der Alpen weist in dieser Hinsicht ebenfalls auffallende Kontraste auf. Im Norden, wenigstens in den Schweizer Alpen, zeigt sich eine bestimmte, wenn auch unregelmäßige Beziehung zu der deformierten Struktur, wo die Ablagerungen eines früheren Erosionszyklus am Gebirgsfuß gefaltet und mehr oder weniger überkippt und erodiert sind, so daß die randlichen Bergzüge des heutigen Zyklus im großen und ganzen konkordant erscheinen; einen ganz ähnlichen Charakter besitzt der Südabhang des Himalaya. Im Süden der Alpen treten dagegen weit ältere Gesteine in größerer Ausdehnung auf, die seit ihrer Deformierung einer starken Denudation unterworfen worden sind und jetzt versenkt und diskordant von den noch unverfestigten Ablagerungen der Po-Ebene überlagert werden. Der Westabfall der Sierra Nevada in Kalifornien zeigt ähnliche Verhältnisse. Die unregelmäßige Verbiegung der Rocky Mountains in Montana, durch welche die zahlreichen für dieses Gebiet charakteristischen Becken geschaffen wurden, hat beinahe allen Gebirgsgliedern eine diskordante Grenze verliehen, wo ihre deformierten Strukturen, die in einem der Verbiegung vorausgehenden Zyklus einer bedeutenden Abtragung ausgesetzt waren, unter die Beckenablagerungen untertauchen.

In ausgezeichneter Weise kann man diese Probleme in den Apenninen studieren. Ihr nordöstlicher Rand ist ziemlich konkordant mit der Struktur. Innerhalb des Gebirges sind jedoch mehrere Becken eingesenkt, die im allgemeinen eine diskordante Gebirgsgrenze veranlassen. Wo die Apenninen, wie an der Riviera, unter das Meer tauchen, ist ihre Grenze bestimmt durch das diskordante Übergreifen des Meeres auf das deformierte und

beträchtlich denudierte, jetzt im Meere versenkte Gebirge, gerade wie an dem Südfuß der Alpen, und dasselbe ist auch an den Dinarischen Gebirgszügen der Fall, wenn auch hier die Diskordanz auf den ersten Blick nicht so deutlich in Erscheinung tritt, da die Gebirgsstruktur parallel zur Küstenlinie verläuft.

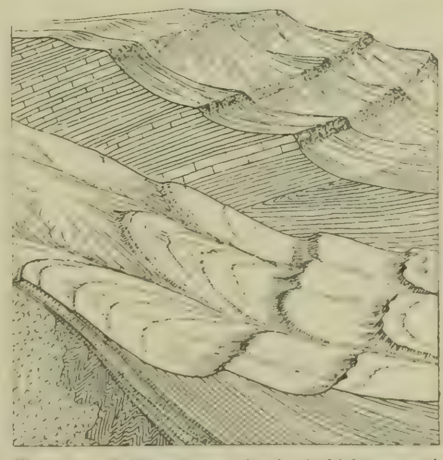
Die Gebirge steigen dort steil auf, wo ihre deformierte Struktur plötzlich einsetzt, wie z. B. an dem Ostrand der Rocky Mountains von Colorado[53] und an den Black Hills in Wyoming und Süd-Dakota. In beiden Fällen ist der heutige Gebirgsfuß allerdings hauptsächlich durch die Denudation bestimmt, die die weicheren Schichten entfernt hat; er wird gebildet durch das oberste widerstandsfähige Glied des aufgefalteten und denudierten Schichtkomplexes.

Aber auch die widerstandsfähigen Partien der Schichtkomplexe können so weit abgetragen sein, daß ihre Unterlage zutage tritt, in derselben Weise wie bei den freigelegten Streifen längs des inneren Randes einer abgetragenen Küstenebene. Diese freigelegten Streifen einer Küstenebene und das Altland weiter im Hintergrunde sind in vielen Fällen Teile eines Gebirgslandes, das nach einer nicht näher bestimmbaren Zahl früherer Zyklen einer erneuten Zerschneidung anheimgefallen ist. Ihre Struktur ist diskordant mit der der überlagernden Küstenebene, und insoweit als durch eine erneute Zerschneidung eine Ungleichheit des Reliefs wegen der verschiedenen Widerstandsfähigkeit der Gesteine der Unterlage bewirkt wird, werden die Einzelheiten der so geschaffenen Formen gewöhnlich in Diskordanz mit dem inneren Rande der zurückschreitenden Schichten der Küstenebene stehen, wie es Fig. 97 schematisch zur Darstellung bringt. Beispiele hierfür kann man am Ostrande des Schwarzwalds und Odenwalds, im Westen der Vogesen und im Süden der Ardennen finden, vorausgesetzt, daß diese Massive, die durch die Entfernung der früher sie bedeckenden Schichten freigelegt sind, eine genügende Verschiedenheit in der Widerstandsfähigkeit besitzen, um eine auffällige Ungleichheit des subsequenten Reliefs in dem gegenwärtigen Erosionszyklus hervorzurufen.

Ein schroffer Anstieg ist charakteristisch für an Verwerfungen gehobene Schollen, wie am Westabhang der Wasatch-Range in Utah und am östlichen Abhang der Sierra Nevada in Kalifornien, oder um kleinere Beispiele zu nennen, der Westen des Schwarz-

walds und Odenwalds und der Osten der Vogesen, wo diese an die Rheinebene grenzen. In diesen Fällen ist die Gebirgsgrenze diskordant, da sie das Gebirge ohne Rücksicht auf die Struktur schneidet, und diese Unabhängigkeit von Struktur und Gebirgsgrenze an einem Steilabfall bildet das morphologische Anzeichen einer Verwerfung (Fig. 72), wie das gleiche Verhalten an einem allmählich abfallenden Gebirge von einfachem Umriß (Fig. 109) auf eine Schrägstellung hinweist.

Ein Gebirge, das mit einer jungen und vielleicht noch im Wachstum begriffenen Überschiebung endigt, bildet ein geographisches Desideratum. Der Südrand des Himalaya kann derartig sein, aber solange eine Überschiebung nicht stark denudiert ist, läßt sich ihre Natur nicht sicher feststellen. Besser bekannt sind Gebirge, deren Grenze durch die reife Zerschneidung einer Überschiebung bestimmt ist, wie es lokal in den Alpen der Fall ist. Hier sind sie teilweise diskordant und stehen dadurch in einem starken Gegensatz zu dem konkordanten Rande eines Gebirges, der durch die einer einfachen Aufrichtung folgende Abtragung hergestellt wird. Hierfür liefern uns die nördlichen und südlichen Teile der Rocky Mountains zahlreiche typische Beispiele. Im Süden (Fig. 124, Vordergrund) folgen die rücken- und die cuestabildenden Schichten konkordant dem Gebirgsrande und bezeugen sowohl durch ihre Form wie durch ihr relatives Alter deutlich eine Hebung; die jüngsten der das Gebirge zusammensetzenden Formationen liegen am Fuße des Gebirges, während die ältesten die Kämme bilden. Weiter im Norden, in Montana und den benachbarten Teilen Kanadas, findet gerade das Entgegengesetzte statt[51]: die jüngeren Formationen nehmen die Höhe ein, während die älteren an der Basis auftreten, wo ihre Stufen nach außen blicken und auf den allerjüngsten liegen, statt daß sie gegen das Gebirge hin gerichtet sind (Fig. 124, Hintergrund).


Fig. 124. Gebirgsgrenze, durch Aufrichtung und Überschiebung bestimmt.

Die unvermittelte und scharf bestimmte Umgrenzung eines Gebirges ist natürlich nur für die frühen Stadien eines Erosionszyklus kennzeichnend. Während der späteren Entwicklung wird diese ursprünglich scharfe Grenze von ihrer Uranlage aus rückwärts wandern, wie in dem rechten Block der Fig. 72. Die unregelmäßigen und isolierten Hügel und Sporne im südlichen Teile der kristallinen Appalachen von Georgia sind Beispiele hierfür.

Aus dem Gesagten ergibt sich, daß die geographische Beschreibung eines Gebirges auch eine Erklärung für die Art und Weise enthalten muß, in der das Gebirge endigt, und hier wie sonst sollte man sich der Terminologie der Struktur und der Zyklen bedienen, mit Rücksicht auf die Natur und das Stadium der zerstörenden Vorgänge, durch welche die Gebirgsmasse herausgeschnitten ist.

Schlußbemerkungen. Die Gebirgsformen gehören zu den allerschwierigsten Problemen der physischen Geographie. Das, was ich hier bieten konnte, stellt kaum mehr als Grundlinien dar, die allerdings durch die späteren Betrachtungen über den glazialen Zyklus eine sehr wichtige Ergänzung finden werden. Der mit empirischen Methoden erreichte Erfolg ist sicherlich nicht so groß, daß er davon abhalten könnte, auch andere Methoden auf ihre Leistungen hin zu prüfen. Die empirische Behandlung der Gebirge läßt allzu oft nach kurzen allgemeinen Feststellungen über Lage, Verlauf, Höhe und Ausdehnung die Gebirge selbst zum größten Teil unbeschrieben und beachtet nur die Flüsse, die Vegetation, die Straßen oder die Siedelungen: alles Dinge von größter Wichtigkeit, die jedoch zu einer klaren Vorstellung über die Gebirgsformen wenig beitragen. Es ist möglich, daß diese Unterlassung dem Glauben zuzuschreiben ist, daß die Gebirgsformen so mannigfaltig und unregelmäßig sind, daß man ihnen durch eine Beschreibung nicht beizukommen vermag; mir erscheint jedoch eine solche entmutigende Annahme als verfrüht. Weit besser dürfte es sein, wenn man die erklärende Beschreibungsmethode, die sich bei einfachen Strukturverhältnissen als so fruchtbar erwiesen hat, auch auf dieses Gebiet systematisch anwendet. Es gibt keine Aufgabe in der physischen Geographie, welche die ernsteste Aufmerksamkeit der jungen Geographen, die die Liebe zur Gebirgswelt mit dem Streben nach klarer Erkenntnis des von ihnen Geschauten vereinigen wollen, mehr verdient als gerade diese.

Normale und vergletscherte Gebirge. Die Beschreibung der Gebirgsformen bildet, wie gesagt, einen der schwierigsten, wenn nicht überhaupt den schwierigsten Teil der physischen Geographie. Wenn die Formen, die wir in diesem Kapitel betrachtet haben, nicht schwer aufzufassen erscheinen, so erklärt sich das daraus, daß wir vor allem die einfachsten, aus gleich widerstandsfähigen Strukturen herausgebildeten Formen ausgewählt haben, die als elementare Beispiele dienen können. Wenn wir Gebirgsmassen von verwickelterer Struktur näher studierten, würden wir erfahren, daß sie viel mannigfaltigere Formen besitzen können als irgendwelche, die wir hier beschrieben haben. Solche Formen vermögen wir richtig nur dadurch zu beschreiben, daß wir sie in Hinsicht auf die bedingenden einzelnen Strukturen erklären, und meiner Meinung nach können wir diese mannigfaltigen Formen am besten als Abweichungen von einfacheren ansehen.

Viele Hochgebirge zeigen aber einen besonderen Formenschatz, der nicht mit den normalen Musterformen dieses Kapitels zu vergleichen und überhaupt nicht durch die Wirkung normaler Vorgänge auf irgendwelche Strukturen zu erklären ist. Dies sind die ehemals vergletscherten Gebirge, wie die Alpen und die meisten anderen hohen Gebirge der mittleren und höheren Breiten, die im IX. Kapitel beschrieben werden. Wenn wir derartige Gebirge kennen gelernt haben werden, werden wir viel besser als jetzt imstande sein, Gebirge im allgemeinen in Wort und Bild darzustellen, und viele Gebirgsformen, die hier unserer Aufmerksamkeit entgangen zu sein scheinen, werden dort ihren richtigen Platz finden.

Am Anfang dieses Abschnittes wies ich darauf hin, daß die meisten Gebirge, weit entfernt, ihre Formen einer plötzlichen unregelmäßigen Hebung zu verdanken, durch das allmähliche Zerschneiden gehobener Tiefländer entstehen. Diese einfache Erklärung der Gebirgsformen ist sicher ein außerordentlich wichtiger Fortschritt in der Geographie. Aber ein nicht weniger bedeutsamer besteht in der Erkenntnis, daß sowohl die Gletscher wie die normalen zerstörenden Vorgänge die Gebirgsformen zu gestalten vermögen, und daß die durch die Gletscher erzeugten Formen geradeso systematisch entwickelt und so kennzeichnend für den glazialen Zyklus sind wie die normalen Formen für den normalen Zyklus. Mir persönlich hat nichts eine bessere Unter-

stützung gewährt für die zweckentsprechende Behandlung der Landformen, und nichts mich stärker ermutigt, in der weiteren Entwicklung der erklärenden Beschreibungsmethode zu beharren, als diese beiden eben genannten Punkte. Bevor wir dem glazialen Zyklus eine eingehendere Betrachtung widmen, wollen wir aber zuerst noch zwei andere Probleme besprechen.

PRAKTISCHE ÜBUNGEN.

1. Man zeichne eine Reihe nebeneinanderstehender Diagramme, welche darstellen sollen: a) eine Peneplain von massiger Struktur und insequenter Entwässerung, b) dieselbe, aber leicht gehoben, und in einem jungen und c) einem reifen Stadium der Zerschneidung, d) dieselbe, jedoch stärker gehoben, in jungem und e) reifem Stadium, f) dieselbe in bedeutenderer Höhe emporgehoben in jungem und g) reifem Stadium. Welches sind die wesentlichsten Unterschiede dieser verschiedenen Formen?

2. Man zeichne auf der Seite eines Diagramms, wie des ersten in der obigen Serie, eine beliebige Anordnung harter und weicher Strukturen ein, und gebe auf der Peneplainoberfläche ein gut angepaßtes Entwässerungsnetz an; dann entwerfe man zwei oder drei spätere Diagramme, zur Darstellung der Einwirkung dieser Strukturen und Entwässerungslinien auf die nach der Hebung und Zerschneidung sich entwickelnden Formen. Es muß gezeigt werden, wie die weichen Gesteine in dem Zyklus weit rascher fortschreiten als die harten. Man füge noch ein Diagramm bei, das das Greisenalter eines zweiten Zyklus mit Monadnocks vorführt.

3. Man studiere verschiedene Beschreibungen des Rheinischen Schiefergebirges, besonders des Striches zwischen Mosel und Rhein, des Hunsrück.[3] Man zeichne auf Grund jeder dieser Beschreibungen ein Blockdiagramm und vergleiche diese dann hinsichtlich ihrer Vollständigkeit und Wirkung. In dem Hintergrund des besten Diagramms füge man noch ein paar Blocks hinzu, die die Formen des Gebietes in jeder früheren Periode, die von geographischer Bedeutung war, zeigen, wenn also die früheren Erosionszyklen durch Hebung unterbrochen wurden.

4a. Man zeichne ein Blockdiagramm einer aus geneigter Struktur bestehenden Fastebene, und zwar gegen Norden gesehen. Das niedrige Restrelief soll durch eine harte Schichtengruppe verursacht sein, die mit den anderen Schichten von Nord-

ost nach Südwest streicht und 10^0 (oder 20^0, 30^0) nach Südost (oder Nordwest) fällt.

4b. Man zeichne eine Ansicht derselben Fastebene, gleich nachdem sie von einem Nordwest-Südost (oder Nord-Süd, oder Ost-West) verlaufenden vertikalen Bruch durchquert und dabei der nordöstliche (bzw. östliche oder nördliche) Teil mehr als der andere gehoben wurde.

4c. Dasselbe, nachdem die weicheren Schichten zu einem Tiefrelief abgetragen worden sind, und jeder Teil der härteren Schichten nur wenig unter die durch die Hebung gewonnene Höhe erniedrigt ist.[55]

4d. Man zeichne die Enden des monoklinalen Rückens, wo sie dem Bruch nahekommen, in einem größeren Maßstab als in 4c und zeige, wie ihre Anordnung und Form durch den Winkel zwischen ihrer Richtung und der des Bruches beeinflußt werden.

5. Man zeichne ähnliche Diagramme, in denen die Schichten eine antiklinale oder synklinale Struktur besitzen, deren Achse horizontal liegt und nach Nordwesten (oder Westen) gerichtet ist, mit einer Schichtenneigung von 10^0 (30^0, 50^0); der Bruch sei nach Nordost (oder Nord) gerichtet, seine Hebung vertikal und der nordwestliche (westliche) Flügel höher gehoben als der südöstliche.

6a. Man zeichne ein nach Norden orientiertes Blockdiagramm, das eine Fastebene darstellt, bei der das übriggebliebene Tiefrelief der Rest einer Reihe harter und weicher Bildungen ist, die eine Antiklinale und eine Synklinale, mit horizontalen, Nordost-Südwest gerichteten Achsen aufweisen, und die wenigstens drei harte und vier weiche Bildungen einschließen.

6b. Man zeichne dasselbe noch einmal, nach einer Hebung und Abtragung der weichen Schichten zum Greisenalter. Die durch die harten Gesteine bedingten Rücken sollen noch fast die Höhe der Hebung bewahren.

6c. Man beschreibe die Form und die Anordnung der in 6b entwickelten Rücken. Wie wird ein Wechsel in der Steilheit der gefalteten Schichten die Anordnung der Rücken verändern?

7a. Man zeichne ein nach Norden gerichtetes Blockdiagramm einer Fastebene, bei der das Tiefrelief die Reste von zwei widerstandsfähigen Gliedern in einer Reihe gefalteter Schichten bildet. Die Faltungen sollen zwei Antiklinalen und eine dazwischenliegende Synklinale (oder umgekehrt) einschließen. Die Achsen

der Falten sollen Nordost-Südwest verlaufen und sich allmählich (oder auch rasch) nach Nordosten neigen (oder nach Südwesten geneigt sein, oder sich in der Mitte des Diagramms leicht aufwölben, oder sich leicht senken). Die seitliche Neigung der gefalteten Schichten soll sanft oder steil, symmetrisch oder asymmetrisch sein.

7b. Dasselbe, nach gleichmäßiger Hebung und Abtragung der weicheren Schichten zu einem Tiefland, während die harten Glieder ungefähr die Höhe der Hebung beibehalten. Man beschreibe die Anordnung der Rücken, mit besonderer Rücksicht auf den Einfluß des Wechsels seitlicher Neigung und Neigung der Faltenachsen.

7c. Man zeichne in größerem Maßstabe die Spitzen eines Paares antiklinaler und synklinaler Zickzacks. Wie unterscheiden sie sich? Wie werden sie durch eine Änderung der seitlichen Neigung der Schichten und der Neigung der Faltenachsen beeinflußt?

7d. Man füge auf Diagramm 7a eine Anzahl subsequenter, longitudinaler Flüsse und einige wenige transversale Flüsse hinzu, ebenso auf dem Diagramm 7b. In größerem Maßstabe zeichne man dann eine der Lücken, in denen der Fluß einen Rücken durchbricht; in welcher Beziehung steht die Form dieser Lücke zu der Neigung der den Rücken bildenden Schicht?

7e. Man betrachte die Bl. Holidaysburg und Huntington, Penn., der United States Geological Survey; wie viele der unter 7b, c, d genannten Züge findet man auf ihnen dargestellt?

8a. Man zeichne ein Blockdiagramm, das die ursprüngliche wellige Oberflächenform einer Reihe gleichmäßig gefalteter Schichten zur Darstellung bringt, die zwei Antiklinalen und eine Synklinale umfassen (oder umgekehrt), und lasse die Faltenachsen leicht in der Mitte des Diagrammes sich aufwölben. Die oberste Schichtengruppe soll weich sein, und man mache ihre Mächtigkeit der Tiefe der Synklinale unter der Antiklinale gleich. Mehrere dünnere, unterlagernde Schichten mögen abwechselnd hart und weich sein. Man zeichne einige konsequente Flüsse (zwei bestimmt longitudinale konsequente und mehrere unbestimmt laterale konsequente) und bezeichne die konsequenten Wasserscheiden.

Anmerkung: Es ist ratsam, bei diesen und ähnlichen komplizierteren Übungen zuerst die ganze Reihe der vorgeschriebenen Formen in zarten

Konturen anzugeben und dann erst, mit dem letzten Diagramm beginnend, dieses so abzuändern, wie es erforderlich ist, und entsprechende Änderungen an jedem anderen Diagramm vorzunehmen. Man wird nämlich nicht sofort beim Zeichnen des ersten Diagramms gerade diejenigen Formen finden können, die zu der besten Darstellung der Formen führen, die man in den folgenden Diagrammen zur Anschauung bringen will.

8b. Man zeichne ein Diagramm mit der Struktur von 8a, aber fast eingeebnet, und zwar so, daß die oberste harte Schicht abgeschnitten und die zweite, weichere dort bloßgelegt ist, wo sich die Antiklinalen aufwölben. Wo haben sich subsequente und obsequente Wasser- und Schuttströme entwickelt? Wie hat ihre Ausbildung die Länge einiger unbestimmt lateraler konsequenter Flüsse und die Lage der Wasserscheide beeinflußt?

8c. Man zeichne dieselben Strukturen nach einer allgemeinen Hebung und teilweisen Abtragung. Man lasse die obere, weiche Schicht in den Synklinalen ausgehöhlt sein, und einige lateral-konsequente Nebenflüsse in die oberste, harte Schicht Täler einschneiden usw. Man gebe durch Linien und Buchstaben die folgenden Arten von Wasser- bzw. Schuttströmen an: *A* antiklinale subsequente Flüsse, *M* monoklinale subsequente Flüsse, *O* obsequente Flüsse, *E* enthauptete konsequente Flüsse, *L* longitudinale konsequente Flüsse. Mit punktierten Linien und Buchstaben verzeichne man folgende Arten von Wasser- und Schuttscheiden: *c* konsequente, *s* subsequente, *r* resequente (auf dem Kamme der zweiten, harten Schicht in einer aufgewölbten und abgeschnittenen Antiklinale). Zu welcher Klasse gehören die Schuttströme, die sich von der resequenten Wasserscheide zu den benachbarten subsequenten Flüssen bewegen?

8d. Man vervollständige diese Reihe von Diagrammen dadurch, daß man neue Hebungen und solche Erosionsstadien annimmt, die zur Entwicklung folgender Formen notwendig sind: einer Reihe synklinaler und monokliner Rücken, die obsequente und resequente Hänge besitzen und durch antiklinale und monoklinale Täler voneinander geschieden sind; eines synklinalen Tals, das von einem longitudinalen, resequenten Fluß entwässert wird (wie ist dieser Fluß entstanden?); eines antiklinalen Rückens, dessen Gehänge durch laterale resequente Flüsse nach longitudinalen subsequenten entwässert wird.

8e. Auf dem Vorkommen welcher Faktoren (Lage der Falten, Widerstandsfähigkeit der Schichten, Höhe in bezug auf die

Erosionsbasis, Erosionstadium) beruht das Vorhandensein antiklinaler, monoklinaler und synklinaler Rücken und Täler bei 8d? Welche Arten von Rücken und Tälern finden sich am häufigsten und sind in einer mächtigen Serie harter und weicher, gefalteter Schichten, die wiederholt gehoben und erodiert wurden, von der größten Längserstreckung? Warum?

8f. Man zeichne einen Block, der die ursprüngliche Oberfläche einer Antiklinale zwischen zwei Synklinalen von ungleicher Tiefe zeigt und eine Reihe nebeneinanderstehender Blocks, welche spätere Erosionsstadien veranschaulichen. Wenn ein subsequentes, antiklinales Tal ausgebildet ist, nach welchem synklinalen Tale hin wird es wahrscheinlich entwässert werden?

9a. Man betrachte die Bl. 103, 106, 107, 108 des Siegfried-Atlas der Schweiz in 1:50000. Wie viele der unter 8c behandelten Formen sind auf ihnen zu erkennen? Man zeichne eine einfache Umrißkarte oder ein Blockdiagramm zur Darstellung dieser Formen. Man suche ihren Ursprung zu erklären und beschreibe kurz die hauptsächlichsten Züge dieser Umrißkarte zunächst in empirischer, dann in erklärender Terminologie.

Fig. 125. Ein Gebirge von komplizierter Struktur.

9b. Man studiere die folgenden Blätter der United States Geological Survey — sämtlich aus Pennsylvanien —: Sunbury, Shamokin, Catawissa, Millersburg, Lykens, Pinegrove, Harrisburg, Hummelstown, Lebanon, New-Bloomfield. Wie viele von den unter 8a—8f betrachteten Formen sind hier dargestellt?

10a. Man wähle einige der vorigen Diagramme aus, auf denen ein Peneplain auf einer gestörten Grundlage dargestellt ist, und

nehme eine größere Ausdehnung für sie an. Man zeichne dann in kleinerem Maßstabe die Form, die eine solche Peneplain nach rascher Hebung mit unregelmäßiger Aufwölbung, Senkung und Verwerfung erhält. Stehen bei dieser unregelmäßig deformierten Peneplain die harten und weichen Schichten in irgend einer systematischen Beziehung zur Höhe? Warum?

10b. Man zeichne dieselbe Peneplain, nachdem sie einer langen Erosion ausgesetzt worden ist, so daß die weicheren Formationen stark abgetragen sind, während die harten noch in ungefähr der ihnen durch die Hebung verliehenen Höhenlage geblieben sind. Zeigen jetzt die harten und weichen Schichten eine systematische Beziehung zur Höhe? Warum?

10c. Man nehme an, 10b sei flach abgetragen, dann gleichmäßig gehoben und soweit erodiert, daß die weichen Schichten zu Tiefländern geworden sind, während die harten noch die alte Höhe ziemlich bewahren. Welche Beziehung wird man dann zwischen Widerstandsfähigkeit und Höhe finden? Warum?

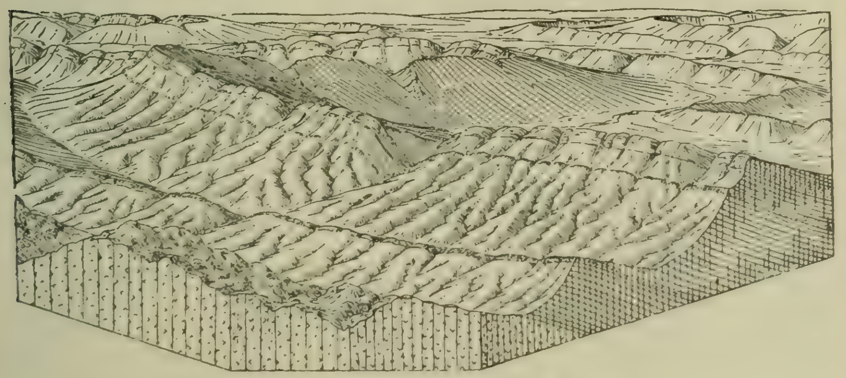


Fig. 126. Gebirgsrücken mit gefalteter Struktur.

10d. Welche Erklärung läßt sich unter Berücksichtigung von 10a—10c für die unter 9b genannten Formen Pennsylvaniens geben? Man fertige zwei kurze Beschreibungen der hauptsächlichsten Formen an, die eine empirisch, die andere erklärend.

11. Man beschreibe kurz die in Fig. 125 und 126 dargestellten Formen, zunächst empirisch, dann nach der erklärenden Methode. Man lege die wesentlichen Grundsätze der verwendeten erklärenden Methode dar. Man bezeichne die verschiedenen Arten von Tälern und Gehängen (konsequent, subsequent usw.) in Fig. 126 und zeichne ein Blockdiagramm zur Darstellung der Formen, die

Fig. 126 annehmen wird, nachdem sie fast eben abgetragen ist, ein anderes zur Veranschaulichung ihrer Urform unter der Annahme einer raschen Deformierung. In welchem Stadium des Erosionszyklus befindet sich Fig. 126?

Literaturnachweise zum VI. Kapitel.

1. A. Keith. Geology of the Catoctin Belt [Virginia]. U. S. Geol. Survey, 14. Ann. Rep., II, 1894, 285—395. Siehe S. 295, 366—394.
N. H. Darton. Outline of cenozoic history of a portion of the middle Atlantic slope. Journ. of Geol., II, 1894, 568—587.
W J McGee. The Lafayette formation. U. S. Geol. Survey, 12. Ann. Rep., I, 1892, 353—521.
U. S. Geol. Survey, Topogr. Karten, Bl. Richmond, Petersburg, Va.; usw.
2. —, Bl. Columbia, S. C., Atlanta, Ga.
C. W. Purington. Geological and topographical features of the region about Atlanta, Georgia. Amer. Geol., XIV, 1894, 105—108.
3. A. Philippson. Zur Morphologie des Rheinischen Schiefergebirges. Verh. XIV. D. Geogr.-Tages, 1903, 193—205.
O. Follmann. Die Eifel. Forsch. deutsch. Landes- u. Volkskunde, VIII, 1894, 195—282.
E. Meyer. Zur Kenntnis des Hunsrücks. Forsch. deutsch. Landes- u. Volkskunde, XI, 1898, 73—106.
E. Kaiser. Die Entstehung des Rheintales. Verh. Ges. D. Naturf. u. Ärzte, LXXX, 1909, I, 170—187.
K. Oestreich. Studien über die Oberflächengestalt des Rheinischen Schiefergebirges. Pet. Mitt., LIV, 1908, 73—78; LV, 1909, 57—62.
W. Mordziol. Ein Beweis für die Antezedenz des Rheindurchbruchtales. . . . . . . Z. Ges. f. Erdk. Berlin, 1910, 77—92, 159—173.
4. A. Demangeon. Le relief du Limousin. Ann. de Géogr., XIX, 1910, 120—149.
5. Davis. The Seine, the Meuse, and the Moselle. Nat. Geogr. Mag., VII, 1896, 189—202, 228—238. Ann. de Géogr., V, 1895, 25—49. Geographical Essays. Boston 1910, 587—617.
6. H. W. Turner. The pleistocene geology of the south-central Sierra Nevada . . . . Proc. Calif. Acad. Sc., 3. Ser., I, 1900, 261—321.
U. S. Geol. Survey, Geol. Atlas: Folios 11, 39, 41, 43, 63.
7. J. S. Diller. Notes on the geology of northern California. U. S. Geol. Survey, Bull. No. 33, 1886.
—, Tertiary revolution in the topography of the Pacific coast. U. S. Geol. Survey, 14. Ann. Rep., II, 1894, 397—434.
8. I. Bowman. The physiography of the central Andes. Amer. Journal of Sc., (4) XXVIII, 1909, 197—217, 375—402.
9. W. Filchner. Photographien und mündliche Mitteilungen.
10. M. Friederichsen. Forschungsreise in den zentralen Tiën-Schan. Z. Ges. f. Erdk. Berlin, 1903, 82—121.
G. Merzbacher. . . . . Forschungsreise in den zentralen Tian-Schan. Pet. Mitt., Erg.-Heft CXLIX, 1904. Siehe S. 63.

H. Keidel und S. Richarz. Ein Profil durch den nördlichen Teil des zentralen Tian-Schan. (Merzbachers Tian-Schan-Expedition.) Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.phys. Kl., XXIII, 1906, 91—210. Siehe S. 170.

11. E. Huntington. A geological and physiographic reconnaissance in central Turkestan. In: Pumpelly's Explorations in Turkestan. Carnegie Inst., Washington 1905, 157—216.

12. Davis. A journey across Turkestan. Ebenda, 23—117.

13. E. de Martonne. Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie (Karpathes méridionales). Rev. de géogr. ann., I, 1907, 1—279.

14. V. Daneš. La région de la Narenta inférieure. La Géographie, XIII, 1906, 91—102.

J. Cvijić. Bildung und Dislozierung der Dinarischen Rumpffläche. Pet. Mitt., LV, 1909, 121—127, 157—164, 177—181.

Davis. An Excursion in Bosnia, Hercegovina and Dalmatia. Bull. Geogr. Soc. Philadelphia, III, 1901, 21—50.

15. F. Machaček. Geomorphologische Studien aus dem norwegischen Hochgebirge. Abh. geogr. Ges. Wien, VII, 1908, 1—61.

A. Philippson. Reisen durch den Ural. Sitz.-Ber. d. Niederrh. Ges. f. Natur- u. Heilkunde, 1898, 42—48.

C. W. Purington. Topographic notes on the Ural mountains. Bull. Amer. Geogr. Soc., XXXIII, 1901, 103—111.

16. B. Willis, E. Blackwelder and R. H. Sargent. Research in China. Carnegie Inst. Washington, I, Descriptive Topography and Geology, 1907. Siehe S. 237.

17. E. C. Andrews. An outline of the Tertiary history of New England. [Australia]. Records Geol. Surv. of N. S. Wales., VII, 1903, 140—216.

18. W. Bornhardt. Zur Oberflächengestaltung und Geologie Deutsch-Ost-Afrikas. Berlin 1900. Siehe S. 27, 34—39.

C. Uhlig. Der sogenannte große Ostafrikanische Graben. Geogr. Z., XIII, 1907, 478—505.

F. Jäger. Vorläufiger Bericht über eine Forschungsreise in das abflußlose Gebiet Deutsch-Ost-Afrikas. Z. Ges. f. Erdk. Berlin, 1908, 251—265. Siehe S. 254.

19. S. Passarge. Die Kalahari. Berlin 1904.

K. Hassert. Forschungs-Expedition ins Kamerun-Gebirge und ins Hinterland von Nordwest-Kamerun. Z. Ges. f. Erdk. Berlin, 1910, 1—35.

20. H. Keidel. Über die Geologie einzelner Teile der argentinischen Anden. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl., CXVII. Abt. 1, 1908, 1327—1336.

21. J. S. Diller. Siehe Nr. 7.

22. G. M. Dawson. On the later physiographical geology of the Rocky mountain region in Canada ...... Trans. R. Soc. Canada, VIII, 1890, Sec. 4, 3—74. Siehe S. 11—13.

23. G. K. Gilbert. Harriman Alaska Expedition. Bd. III, Glaciers and Glaciation. New-York 1904. Siehe S. 123—130.

24. Davis. The bearing of physiography upon Suess' theories. Amer. Journ. of Sc., XIX, 1905, 265—273.

25. O. Barré. L'architecture de sol de la France. Paris 1903. Siehe S. 310- 324.

26. Davis. A flat-topped range in the Tian Shan. Appalachia, X, 1904, 277—284

27. K. Oestreich. Die Täler der nordwestlichen Himalaya. Pet. Mitt. Erg.-Heft, CLV, 1906. Siehe S. 81—89.

28. G. Braun. Beiträge zur Morphologie des nördlichen Appennin. Z. Ges. f. Erdk. Berlin, 1907, 441—472, 510—538.

29. A. Penck. Über Denudation der Erdoberfläche. Schr. d. Ver. Verbr. naturw. Kenntn. Wien, XXVII, 1887, 431—457. Siehe S. 443.

30. U. S. Geol. Survey, Topogr. Karten, Bl. San Antonio und Cucamonga, Calif.

31. Davis. The mountain ranges of the Great Basin. Bull. Mus. Comp. Zool., XLII, 1903, 129—177. Geographical Essays. Boston 1910, 725—772.

32. The landslip at Gohna. Selections . . . Public works department, Government of India. No. CCCXXIV, Calcutta, 1896.

33. E. Howe. Landslides of the San Juan mountains, Colorado. U. S. Geol. Survey. Prof. Paper 67, 1909.

I. C. Russell. Topographical Features due to Landslides. Pop. Sc. Monthly, IV, 1898, 480—489.

34. H. B. Medlicott and W. T. Blanford. Manual of the Geology of India. Calcutta 1879, I. Siehe S. 391.

35. U. S. Geol. Survey. Geol. Atlas: Folio 24, 56.

36. B. Willis. Round about Asheville [N. Carolina]. Nat. Geogr. Mag., I, 1889, 291—300.

Davis. The stream contest along the Blue Ridge. Bull. Geogr. Soc. Philadelphia, III, 1903, 213—244.

37. —, The United States of America. In: Mill's International Geography, London, 1899. Siehe K. XXXIX, S. 762.

38. H. B. Medlicott and W. T. Blanford. Manual of the Geology of India. Calcutta, 1879, II. Siehe S. 673.

39. M. Boule. Le Plateau de Lannemezań . . . . . . Bull. Serv. Carte Géol. France, VI, 1895, Nr. 43.

E. Marchand et L. A. Fabre. Les érosions torrentielles et subaériennes sur les plateaux des Hautes Pyrénées. C. R. Congr. Soc. savantes, 1900.

Carte de France, 1 : 80 000. Bl. 215, 216, 217, 227, 228, 229, 239, 240, 241.

40. W. D. Johnson. The High Plains [of Colorado and Kansas] and their utilization. U. S. Geol. Survey, 21. Ann. Rep., Pt., IV, 1901, 601—741.

41. A. Penck. Geomorphologische Studien aus Bosnien und der Herzegowina. Z. d. Deutsch-Österr. Alpenver., XXXI, 1900, 25—41. Siehe S. 38.

42. Davis. An excursion in Bosnia, Hercegovina and Dalmatia. Bull. Geogr. Soc. Philadelphia, III, 1901, 21—50.

43. —, The physical geography of Southern New England. Nat. Geogr. Monogr., I, 1895, 269—304. Siehe S. 281.

44. H. Spethmann. Grundzüge der Oberflächengestaltung Cornwalls. Globus, XCIV, 1908, 329—333, 347—350. Siehe S. 330.

45. E. Brückner. In: Penck und Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909, 477—481.

46. B. Willis. The northern Appalachians. Nat. Geogr. Monogr., I, 1895, 169—202.

Davis. The rivers and valleys of Pennsylvania. Nat. Geogr. Mag., I, 1889, 183—253. Geographical Essays. Boston 1910, 413—484.

47. Second Geol. Surv. Pennsylvania. A geological handatlas of the sixty-seven counties of Penna. Report of Progress, X, Harrisburg, 1885.
48. A. P. Chittenden. Mountain structures of Pennsylvania. Bull. Amer. Geogr. Soc., XXIX, 1897, 175—180.
49. Davis. The mountains of southernmost Africa. Ebenda XXXVIII, 1906, 593—623.
50. J. P. Lesley. A manual of coal and its topography. Philadelphia 1856.
U. S. Geol. Survey, Topogr. Karten, Bl. Sunbury, Shamokin, Catawissa, Millersburg, Pine Grove, Lykens, Harrisburg, Hummelstown, New Bloomfield.
51. Davis. The Wasatch, Canyon, and House ranges, Utah. Bull. Museum Comp. Zool., XLIX, 1905, 15—58. Siehe S. 20—23, 48.
52. C. King. U. S. Geol. Exploration of the Fortieth Parallel. I, 1878, 44.
53. F. V. Hayden. U. S. Geol. and Geogr. Survey of the Territories. Ann. Rep. for 1873, 17—36; Ann. Rep. for 1874, 40—46.
54. B. Willis. Stratigraphy and structure, Lewis and Livingston ranges, Montana. Bull. Geol. Soc. Amer., XIII, 1902, 315—352. Siehe S. 331.
55. Davis. The Faults in the Triassic formation near Meriden, Conn. Bull. Museum Comp. Zool., XVI, 1889, 67—87.

VII. KAPITEL.

VULKANISCHE FORMEN.

Unterbrechungen und Störungen. Wegen der vielen Verwickelungen, denen der Erosionszyklus unterworfen ist, könnte es vielleicht den Anschein haben, als ob der ideale, einfache Zyklus keine so ausführliche Erörterung verdiente, als ihm in einem früheren Abschnitt zuteil wurde. Hierauf erwidere ich zunächst, daß der vollkommene, ungestörte Zyklus als Norm studiert werden muß, da von ihm alle Abweichungen herzuleiten sind; zweitens, daß das häufige Vorkommen von Landformen im reifen oder spätreifen, wenn auch nur selten in dem alten Stadium des Zyklus, die Aufmerksamkeit vollkommen rechtfertigt, die wir den idealen, einfachen Bedingungen geschenkt haben; drittens, daß wir die Verwickelungen des Zyklus nicht vernachlässigen werden, da wir ja schon die verschiedenen Arten der Bewegungen betrachtet haben, die zu irgend einer Zeit den normalen Verlauf eines Zyklus stören können; und schließlich, daß wir jetzt mit den vulkanischen Formen beginnen, um die Besprechung einer neuen Gruppe von Verwickelungen vorzunehmen, die, wenn wir dann noch dem ariden und dem glazialen Zyklus ein Kapitel widmen, die früher vielleicht aufgekommene Vorstellung einer allzugroßen Einfachheit auf das rechte Maß zurückführen wird.

Jede Bewegung einer Landmasse in bezug auf die Erosionsbasis nannten wir eine Unterbrechung des Zyklus; sie führt einen neuen Zyklus ein, in welchem die Erosionsvorgänge ihre Tätigkeit auf der Landmasse in der neuen Höhenlage, in der sie sich dann befindet, fortsetzen. Die Abweichungen von den idealen, einfachen Verhältnissen, die jetzt zunächst betrachtet werden sollen, schließen nicht unbedingt eine Bewegung der Landmasse ein und werden daher nicht als Unterbrechungen des Zyklus beschrieben werden können; in Ermangelung eines besseren Ausdruckes möchte ich sie „Störungen“ nennen, ohne jedoch

gerade dieser Bezeichnung eine besondere Wichtigkeit beizulegen und sie einer anderen vorzuziehen.

Vulkanische Störungen können sich in jedem Teile einer Landmasse von beliebiger Struktur und in einem beliebigen Stadium des Zyklus ereignen, und sie stehen, soweit wir wissen, nicht in unmittelbarer Verbindung mit den Bewegungen der Landmasse in bezug auf die Erosionsbasis. Die Vulkankegel, die aufgeschüttet werden, die Lavaströme, die sich ergießen, und der niedergehende Aschenregen beeinflussen die normalen Erosionsvorgänge in ganz willkürlicher Weise. Die Kegel können ein Tal absperren und einen Fluß zur Umkehr seines Laufes zwingen; ein Lavastrom kann sich über ein Tiefland ausbreiten und es lange Zeit vor der Abtragung schützen; Asche kann in so ungeheuerer Menge niederfallen, daß sie eine Oberfläche aufbaut, die vorher eine langsame Abtragung erlitt; aber alles dies steht nur in ganz zufälliger Beziehung zu den Formen, die darunter begraben liegen.

Insoweit es sich um vulkanische Eruptionen der Gegenwart handelt, gehören sie in den Bereich geographischer Forschung, in gleicher Weise wie das Wehen der Winde, das Fließen der Flüsse, das Kriechen der Gletscher, das Schaukeln der Gezeiten und das Zittern der Erdbeben. Die Ursachen der vulkanischen Eruptionen wollen wir jedoch an dieser Stelle gänzlich außer Acht lassen, ebenso wie wir es mit den Ursachen der Hebungen, Verwerfungen und anderer Krustenbewegungen getan haben, und unsere Aufmerksamkeit einzig und allein den Wirkungen zuwenden, die die Vulkane auf die Oberflächenform ausüben.

Andererseits kann das Klima eines Gebietes eine Änderung erfahren aus Ursachen, die völlig außerhalb des Gebietes selbst liegen und ganz unabhängig sind von dem normalen Klimawechsel, der die Abtragung eines Hochlandes zu einem Tiefland begleiten muß. Derartige willkürliche Klimaänderungen können nivale, pluviale oder aride Bedingungen schaffen; sie können jedes Gebiet in einem beliebigen Erosionsstadium treffen, und nach einer verhältnismäßig kurzen Dauer dieser neuen Verhältnisse können sie wieder verschwinden und klimatischen Zuständen Platz machen, die vorher geherrscht haben. Die Ursachen solcher Klimaänderungen sind heute noch in Dunkel gehüllt; ihre Auffindung bildet eines der interessantesten Probleme der Geologie, der Geograph hat jedoch mit ihnen, wenig-

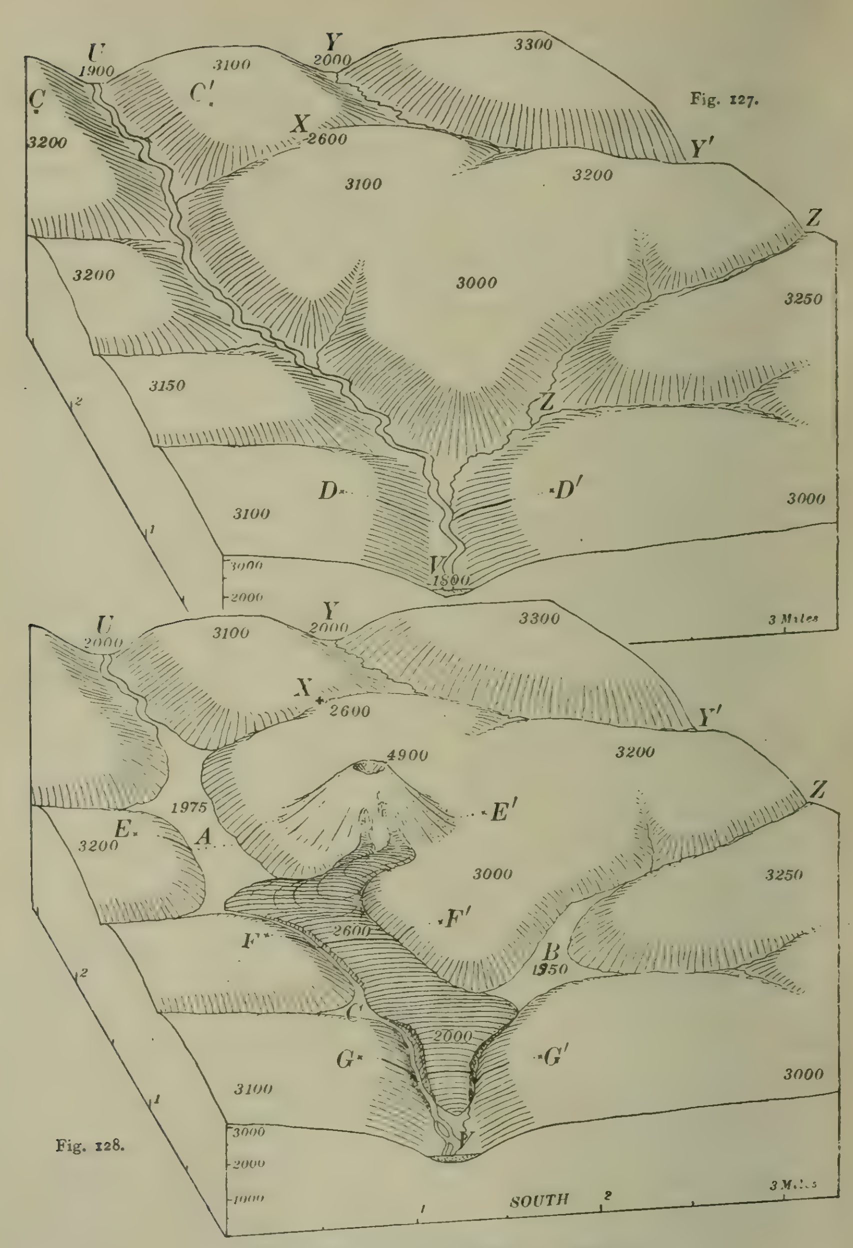


Fig. 127. Ein frühreif zerschnittenes Hochland.

Fig. 128. Ein kleiner Vulkan mit Lavastrom.

stens soweit sie der geologischen Vergangenheit angehören, streng genommen nichts zu tun. Ihm genügt es, diejenigen Wirkungen früherer oder gegenwärtiger klimatischer Verhältnisse zu studieren, die in den heutigen Oberflächenformen erkennbar sind, und mit ihnen wollen wir uns daher in den beiden folgenden Kapiteln beschäftigen.

Nach dem soeben Gesagten wird es verständlich sein, wenn ich sowohl Änderungen des Klimas — mit Ausnahme jener, die mit dem normalen Erosionszyklus vergesellschaftet sind — wie die vulkanischen Eruptionen als „geographische Störungen" bezeichnet habe, da sie ja in ganz willkürlicher Weise den Verlauf der normalen Erosionsverhältnisse beeinflussen. Sie werden leicht von den „Unterbrechungen", d. h. von den Bewegungen einer Landmasse mit Rücksicht auf die Erosionsbasis, unterschieden werden können.

Eine einfache Aufeinanderfolge vulkanischer Formen. Die Verbindungsmöglichkeit aller Arten von vulkanischen Formen mit allen Arten normaler Formen ist endlos, und wir werden daher der Kürze halber nur eine kleine Reihe derartiger Verbindungen betrachten, von denen man jedoch viele andere abzuleiten vermag, indem man die Werte der veränderlichen Elemente innerhalb geeigneter Grenzen sich ändern läßt. Die acht hierzu gehörigen Abbildungen stammen aus meinen „Practical Exercises"; die Zahlen bedeuten in diesem Falle englische Fuß.

Wir wollen damit beginnen, daß wir uns ein reif zerschnittenes Gebiet von mäßigem Relief und grober Gliederung, etwa in der Art, wie es Fig. 127 vorführt, vorstellen. Wir nehmen nun an, daß eine Eruption stattfindet (Fig. 128); ein Aschenkegel wird in dem Hochland aufgebaut, und ein Lavastrom ergießt sich in ein benachbartes Tal, wo er noch keine große Längenausdehnung erreicht, bevor der Zufluß aufhört. Dadurch werden die Seen *A*, *B*, *C* gebildet, die an der Seite des Lavastromes ihren Abfluß haben, wo dann enge Schluchten rasch eingeschnitten werden. Diese liegen nicht an der Stelle der früheren Flußläufe, und der Treffpunkt der beiden Flüsse, *UV* und *ZV*, hat sich eine kurze Strecke von seiner ursprünglichen Lage talabwärts verschoben. Der Talboden ist mit Schutt angefüllt, der aus den Schluchten herstammt.

Die Ausbrüche dauern fort; der Aschenkegel nimmt an Größe zu (Fig. 129), und ein zweiter Lavastrom kommt westlich von

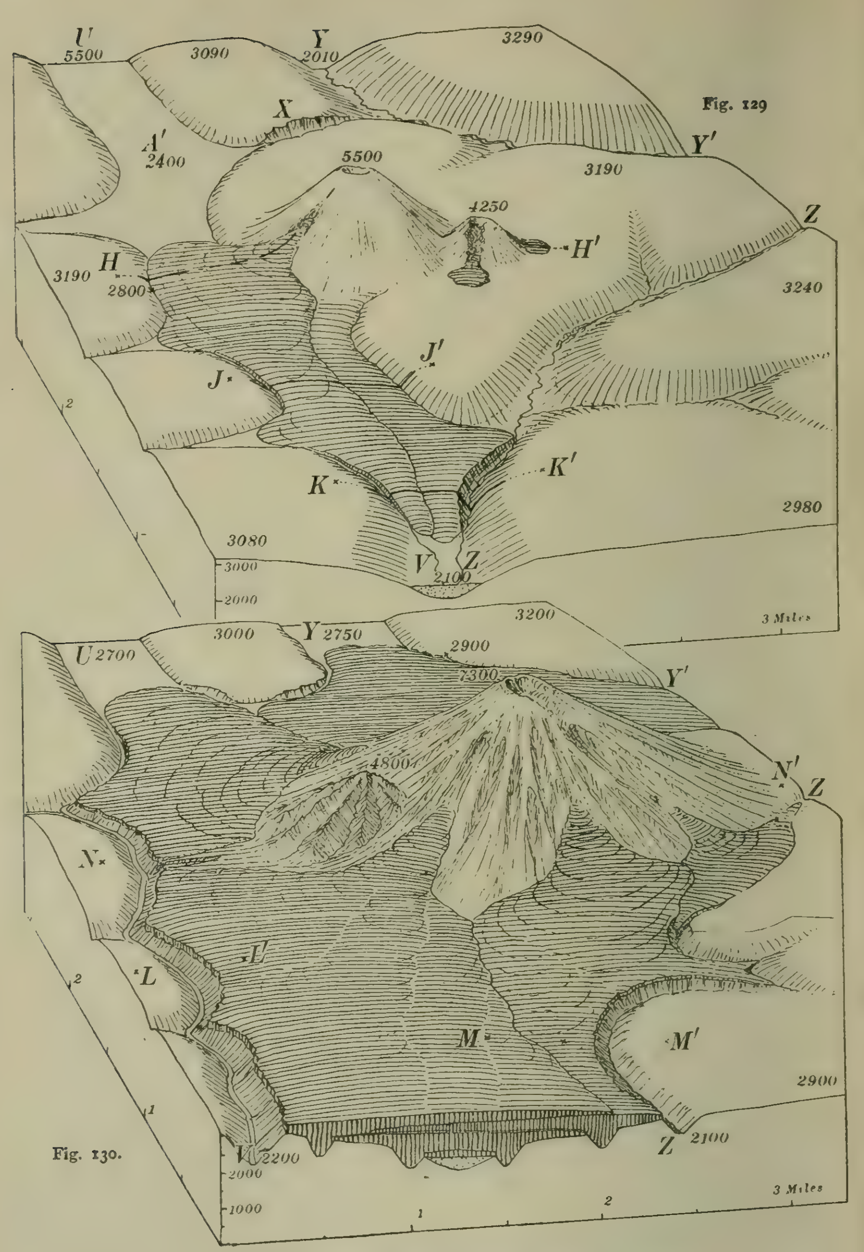


Fig. 129. Ein größerer Vulkan mit einem zweiten Lavastrom.

Fig 130. Ein gewachsener Vulkan mit breiten Lavafeldern.

dem ersten hinzu, so daß der Spiegel des Sees *A'* ansteigt, während der See *B* durch Vertiefung seines Abflußkanals entwässert wird. Der Ausfluß von *A'* findet notwendigerweise an der niedrigsten Stelle des Beckenrandes statt: das umgebende Hochland ist im allgemeinen über 3000 Fuß*) hoch; ein Punkt im Westen des neuen Lavastromes, in der Nähe von *H*, besitzt eine Höhe von 2800 Fuß, und ein Paß bei *X* (Fig. 128) zwischen den Tälern *U* und *Y* von nur 2600 Fuß. Das Überfließen geht demnach bei *X* vor sich, sobald der Spiegel des Sees diese Höhe erreicht hat. Der Fluß *U* wird hierdurch aus seinem früheren südwärts gerichteten Lauf nach *V* hin abgelenkt und zu dem Fluß *YY'* hingewendet, wodurch dieser einen bedeutenden Nebenfluß erhält, der ziemlich schnell einen Einschnitt in den Paß *X* hineinsägen kann.

Die vulkanische Tätigkeit hält zwar noch an, aber das Eruptionszentrum ist nunmehr einen Kilometer nach Osten gewandert (Fig. 130); mehrere mächtige Lavaströme haben sich ergossen, einer den anderen überdeckend, und jeder einzelne hat eine bedeutende oder geringere Verlegung der Wasserläufe hervorgerufen. Wir sehen hier, wie der ältere Kegel jetzt von radial verlaufenden, konsequenten Bächen zerschnitten und zum Teil unter einem gewaltigen, später entstandenen Kegel begraben ist. Ein Lavastrom im Nordosten des großen Kegels hat das Tal *YY'* bis zu einer Höhe von 2900 F. angefüllt. Dadurch hat sich oberhalb dieses Riegels ein See gebildet, dessen Abfluß nach Westen, ein wenig nördlich von *X*, nach dem See in dem Tale *U* hin gerichtet ist; dieser wird jetzt wiederum nach Süden entwässert, aber das Tal, das dieser Abfluß einschneidet, liegt bezeichnenderweise im Westen des Tales *UV*. Er besitzt ein unsymmetrisches Querprofil, indem das eine Gehänge zu dem aus verhältnismäßig weichen Gesteinen bestehenden Hochland aufsteigt, während das andere an der steilen, langsam zurücktretenden Wand des harten Lavastromes liegt und von dessen groben Bruchstücken z. T. bedeckt ist.

Wir wollen nun die Annahme machen, daß die eruptive Tätigkeit vollständig aufhört und die normalen Erosionsvorgänge ungestört weiter arbeiten. Die radialen, konsequenten Schluchten des großen Vulkans in Fig. 130 haben sich in Fig. 131

*) Es mußte hier die Bezeichnung der Höhen mit Fuß mit Rücksicht auf die Zeichnungen beibehalten werden.

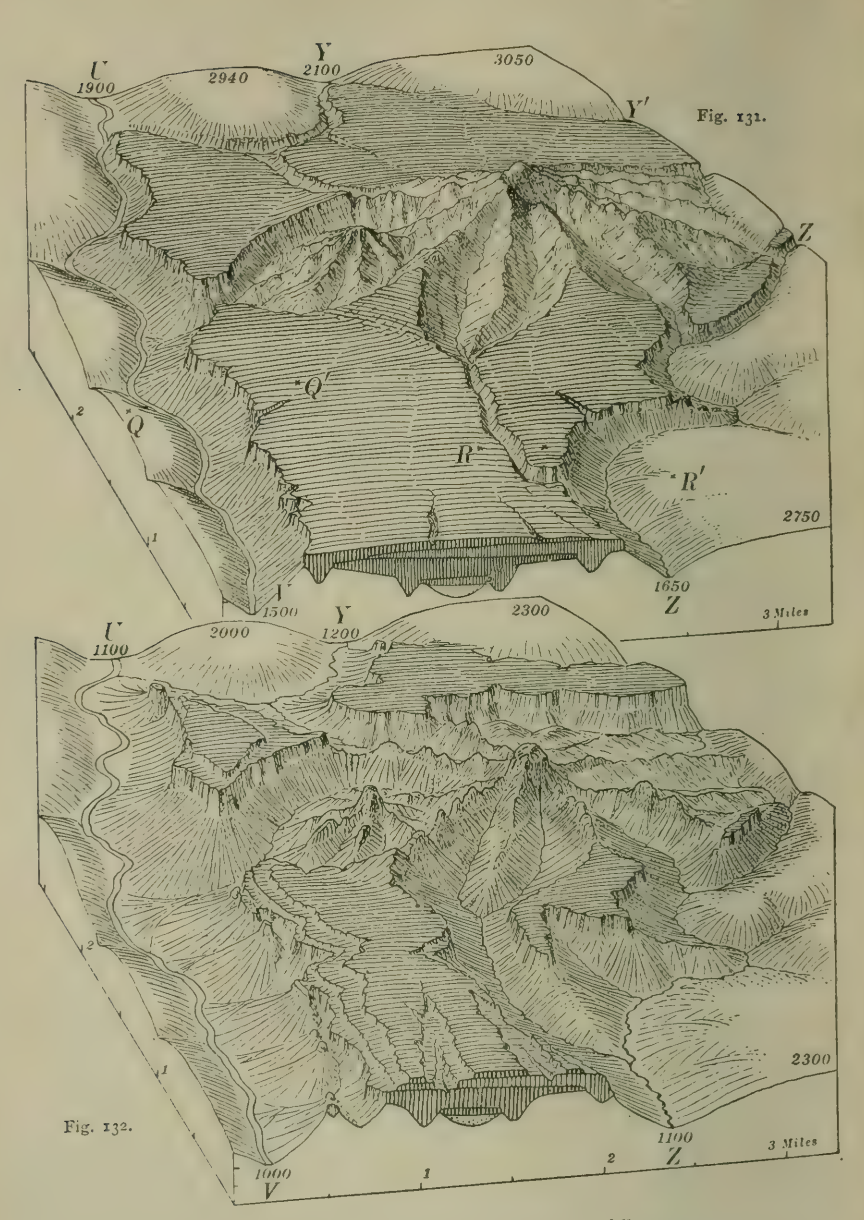


Fig. 131. Ein reif zerschnittener Vulkan mit Tafelbergen.

Fig. 132. Vulkankerne und -gänge mit zerschnittenen Tafelbergen.

bereits viel tiefer eingesägt; dessen Höhe hat bedeutend abgenommen, und der ursprünglich symmetrische Kegel ist in eine Reihe strahlenförmig verlaufender Rücken verwandelt. Der kleinere Kegel von Fig. 129 ist zwar vorhanden, jedoch auf ein wesentlich geringeres Relief reduziert. Die Flüsse, die den Linien folgen, die sie in Fig. 130 besaßen, haben ihre Täler in Fig. 131 vertieft und erweitert, wodurch die Lavaströme allmählich Tafelbergformen angenommen haben. In Fig. 132 ist ihre tafelförmige Gestalt noch ausgesprochener entwickelt. Die beiden westlichen Tafelberge mögen einige Aschenlager zwischen den einzelnen Lavaschichten besitzen, so daß die Ränder der oberen Lagen etwas schneller verwittern und zurückweichen können als die unteren, die zudem noch mächtiger als die oberen sind. Der relativ einfache Umriß der Lavaströme zur Zeit ihres Ausbruches ist jetzt unregelmäßig geworden, er ist zerrissen durch die Erosion unbestimmt-konsequenter oder insequenter Bäche. Die Tafelberge erhalten sich natürlich dort am längsten, wo die Lavaströme am mächtigsten waren, nämlich in den früheren Tälern. Auf diese Weise ist eine völlige Umkehr der Topographie eingetreten: wo ursprünglich eine Vertiefung lag, ist nunmehr eine Erhebung vorhanden. Die Fluß-Schotter in den begrabenen Tälern sind von Lavaschichten völlig zugedeckt. Die beiden Vulkankegel sind beträchtlich niedriger geworden; eine jede zeigt in der Mitte einen Knopf, als ob die zentralen Partieen mehr aus fester Lava, die übrigen Teile dagegen hauptsächlich aus Asche und dünnen Lavaschichten aufgebaut wären. Von jedem Kegel strahlen verschiedene zackige Rücken aus; es sind Gänge oder von Lava ausgefüllte Spalten, die stehen geblieben sind, während die Aschenmassen zu beiden Seiten weggeräumt sind. Vergleicht man die Höhenverhältnisse korrespondierender Punkte in den Fig. 132 und 127, so wird man finden, daß die radialen Täler des größeren Kegels sich jetzt bis in die ursprüngliche Oberfläche des Hochlands eingeschnitten und dadurch die untersten Teile des großen Kegels, der der früheren normalen Oberfläche aufruht, entblößt haben.

Mit dem weiteren Fortschreiten der Erosion nehmen die Täler allmählich eine spätreife Form an (Fig. 133), mit sanft abfallenden Gehängen und breiten Auen, in denen die Flüsse hin- und herpendeln. Die Lavatafeln haben sehr an Ausdehnung

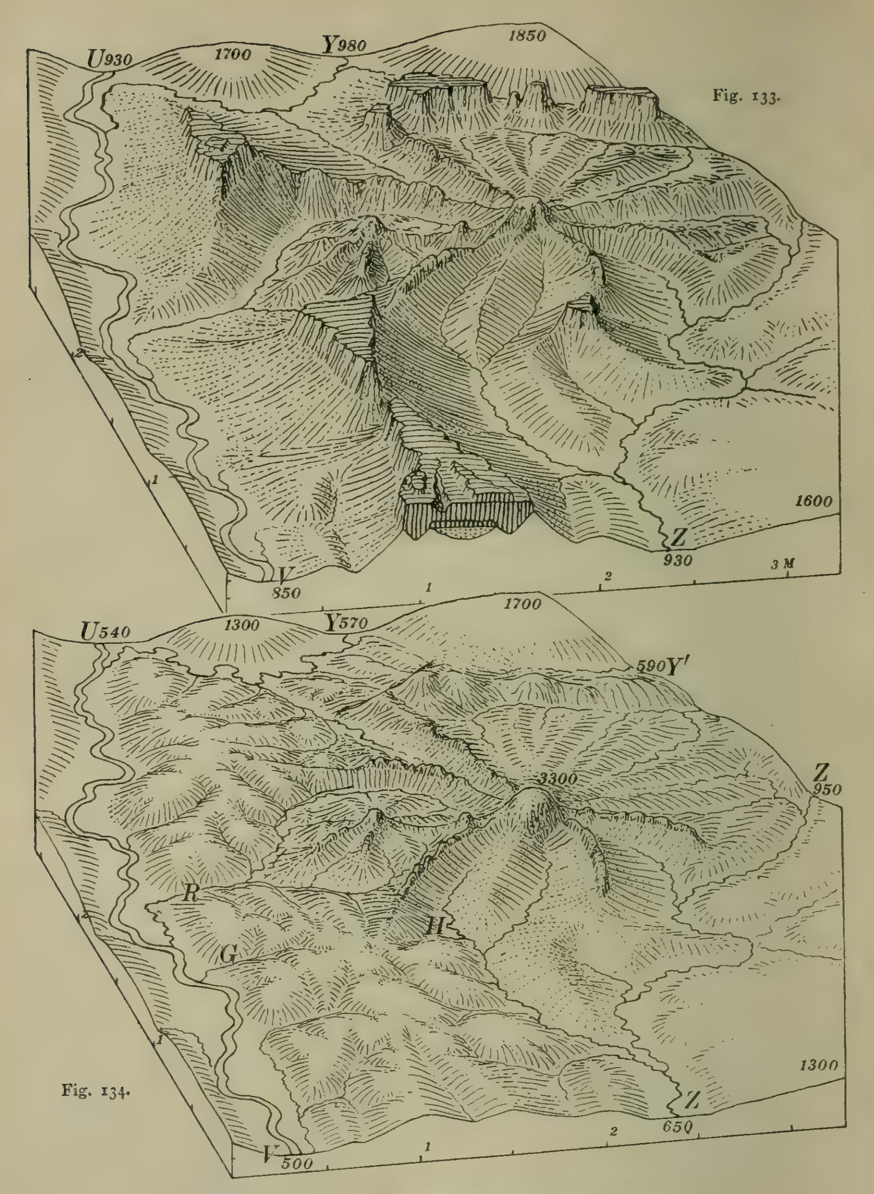
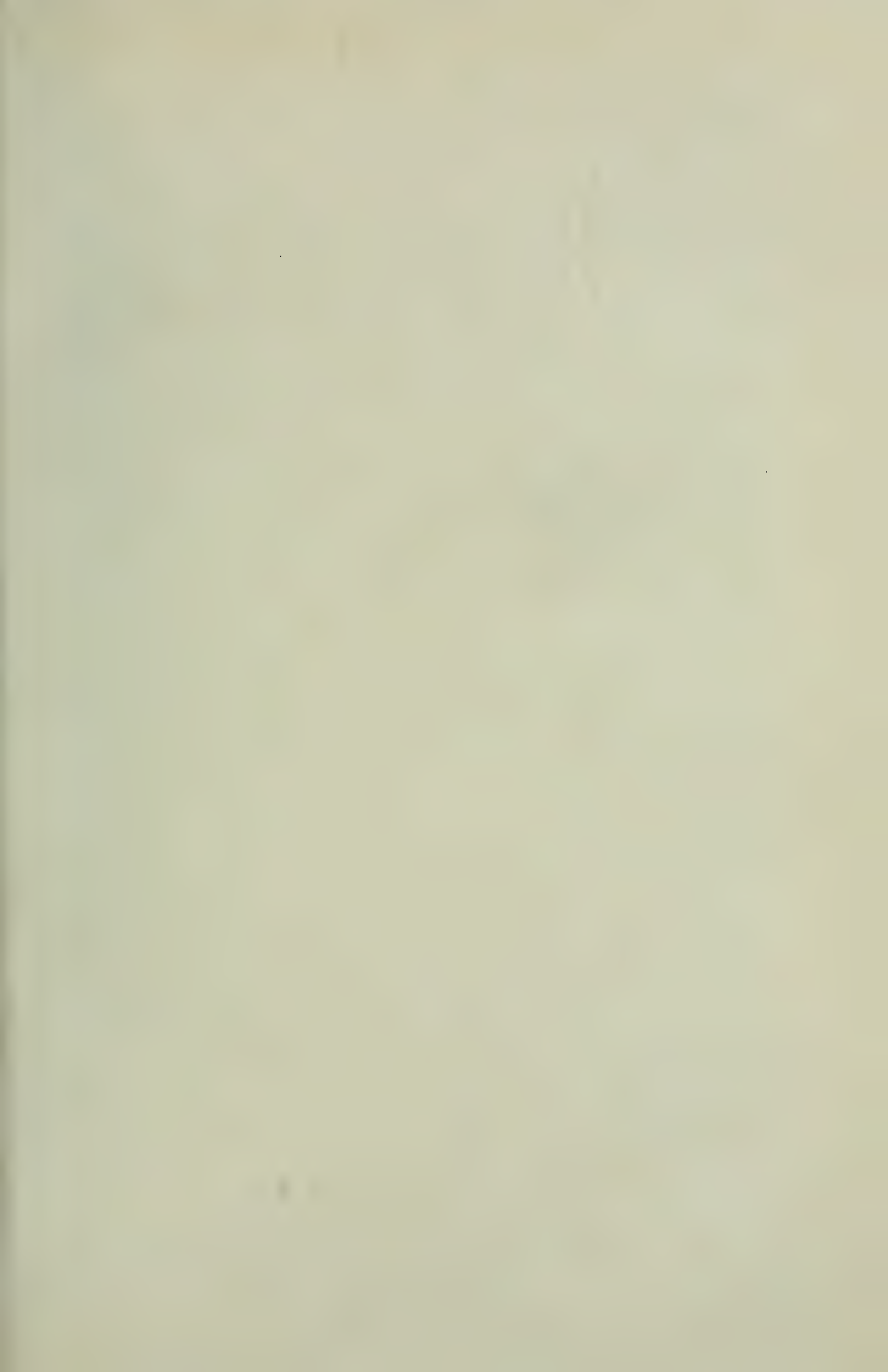


Fig. 133. Vulkankerne und -gänge mit Tafelbergresten.

Fig. 134. Vulkankerne und -gänge.





Monte Mayon, ein junger Vulkan auf Luzon, Philippinen. (Philippine Bureau of Science.)

verloren, die nordöstliche ist sogar schon in mehrere kleine Stücke aufgelöst worden; die Vulkankerne und die Gänge haben an Relief eingebüßt. Schließlich, wenn das alte Stadium herannaht (Fig. 134), sind alle Lavaströme verschwunden und nur die Kerne und Gänge noch vorhanden.

Beispiele heutiger Vulkane. Wenn natürlich auch unendlich viele Abweichungen von diesem einfachen Schema vorkommen

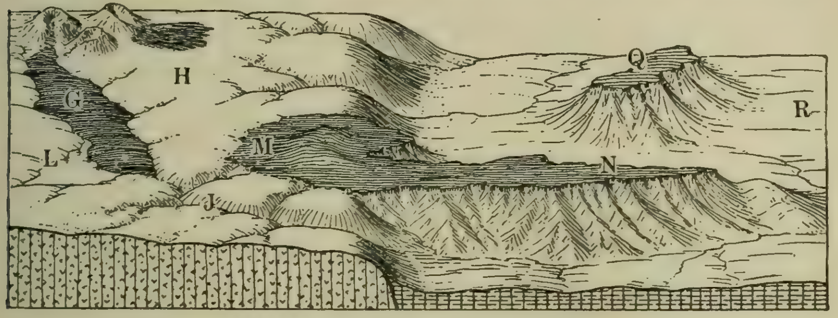


Fig. 135. Junge und alte Lavaströme.

können, so lassen sich doch zahlreiche Fälle aus den Vulkangebieten der verschiedensten Länder anführen, die einem oder dem anderen Stadium dieser hier skizzierten einfachen Reihe ganz gut entsprechen. In der gehobenen und frühreif zerschnittenen Fastebene der Auvergne gibt es junge Aschenkegel (Fig. 135), von denen aus Lavaströme in die benachbarten Täler hinabgeflossen sind[1]. Einer dieser Ströme hat vor kurzem ein offenes Nebental abgesperrt und die Bildung des Lac d'Aydat veranlaßt, der diagrammatisch bei *L* dargestellt ist, und dem der See *B* in Fig. 128 entspricht.



Fig. 136. Täler absperrende Lavaströme.

Zwei Lavaströme derselben Gegend, roh in Fig. 136 skizziert, dehnen sich westlich von einem jungen Vulkan, der Puy Côme heißt, aus: einer von ihnen, *F*, hat das reife Sioule-Tal, *J*, bei Pontgibaud abgedämmt, aber der See, der einstmals hier existiert hat, ist jetzt

ausgetrocknet, und an seiner Stelle liegt ein flaches Wiesenland, wie bei dem entwässerten See in Fig. 129: weiter talabwärts folgt, wie man auch erwarten muß, eine junge Schlucht. Der andere Lavastrom, *G*, hat den reifen Lauf eines Nebenflusses, *KL*, der Sioule abgelenkt und so bewirkt, daß dieser sich eine junge Schlucht, *M*, in das frühere Hochland eingegraben hat (*X* in Fig. 129). Viele Formen, die durch frühere Eruptionen in diesem Gebiet entstanden sind, befinden sich bereits in einem weiter fortgeschrittenen Erosionsstadium. Ein mächtiger Vulkankegel, der Cantal, ist heute von radialen Tälern tief zerschnitten und hat daher eine starke Verminderung seiner Höhe erlitten.[2] Die Zertalung hat bereits einen solchen Grad erreicht, daß eine Landstraße und eine Eisenbahn jetzt fast durch die Mitte des Kegels gehen, indem sie in einem Tal hinauf- und in einem anderen hinabsteigen und den wasserscheidenden Rücken in zwei Tunneln durchstoßen. Einer der früheren Lavaströme, *MN* (Fig. 135), der sich von dem kristallinen Hochland über eine aus weichen, lakustren Sedimenten bestehende Ebene ergossen hatte, ragt jetzt südlich von Clermont-Ferrand mit starkem Relief als ein langer, schmaler Tafelberg, bekannt unter dem Namen Montagne de la Serre, auf, weil die weichen Sedimente, wo sie nicht durch Lava geschützt sind, bis zu einer alten Erosionsebene, der Limagne, *R*, abgetragen worden sind, während das aus widerstandsfähigeren kristallinen Gesteinen bestehende Hochland, *H*, nur frühreif zerschnitten wurde. Ein anderer Tafelberg von geringerer Größe, die Gergovie, *Q*, erhebt sich ganz isoliert über derselben Erosionsebene und ist dadurch berühmt geworden, daß auf ihm die Burg des Vercingetorix stand, der in dem Gallischen Feldzug von Cäsar besiegt und gefangen genommen wurde. Der malerische Distrikt von Le Puy-en-Velay im Südosten der eben genannten Lokalitäten zeigt Lavatafeln und Vulkankerne in großer Zahl. Noch weiter südöstlich liegt eine Reihe breiter Lavaströme, die gegen das Rhônetal hin flossen, als das Gebiet der jetzt gehobenen Fastebene noch niedriger lag als heute; es setzte aber dann eine allgemeine Hebung ein: die Flüsse wurden wiederbelebt und damit die Täler vertieft, so daß die Lavaströme sich als ein reif zerschnittener, unter dem Namen Coiron bekannter Tafelberg erhebten.[3] Ein besseres Beispiel einer leicht geneigten und fast reif zerschnittenen Lavatafel dürfte kaum zu finden sein.

Italien weist ebenfalls eine große Mannigfaltigkeit vulkanischer Formen auf, unter denen große Kegel vorwalten.[4] Um diese mit Gliedern unserer idealen Reihe in Verbindung zu bringen, müssen wir eine neue Formengruppe aufstellen, indem wir von dem in Fig. 130 dargestellten Stadium zu einem anderen übergehen, wo die Spitze eines mächtigen Kegels durch explosive Tätigkeit oder durch Einsturz zerstört ist, so daß eine weite Hohlform entstanden ist, die man Caldera nennt. Diesen Namen wenden wir auf die großen Hohlformen an, die durch die Vernichtung des Gipfels eines früheren Kegels

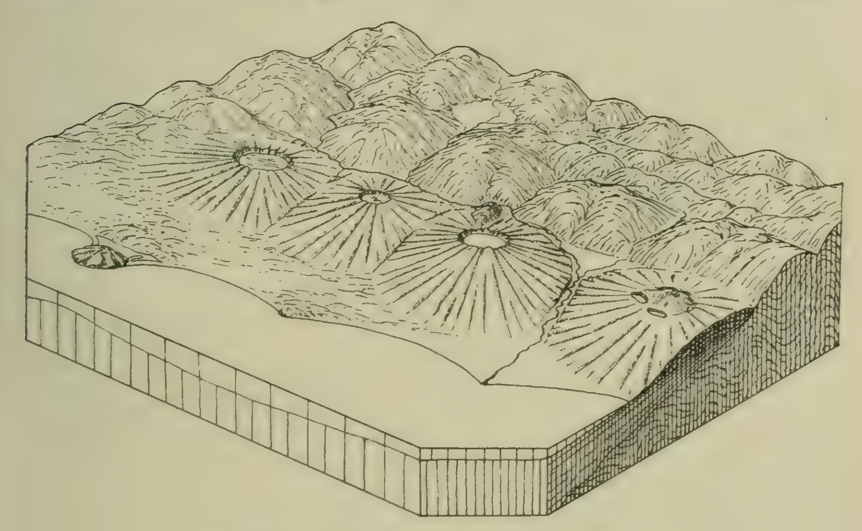


Fig. 137. Die vier großen Vulkane bei Rom.

entstanden sind, während wir mit Krater jene bezeichnen, die sich während der Aufschüttung des Kegels oben bilden. Ein neuer Kegel kann dann in der Caldera oder an deren Rändern aufgebaut werden; es ist dies z. B. beim Vesuv der Fall, wo der Ostrand der Caldera den Namen Monte Somma führt. Fig. 137 stellt den Typus des großen, abgestumpften und unreif zerschnittenen Kegels im Norden von Rom dar, in dessen Caldera der See von Bracciano liegt, nur ist die Böschung in diesem natürlichen Beispiel eine viel sanftere als in der bildlichen Wiedergabe. Weiter im Norden finden wir in zwei ähnlichen eingestürzten Kegeln die Seen von Vico und Bolsena; südlich von Rom einen vierten, den Monte Albano, mit mehreren kleinen Calderas, die den Nemi-See u. a. beherbergen. Der

untere Tiber wurde von Quellflüssen gebildet, die sich zu einem Stammfluß in der Senke zwischen den großen Kegeln des Bolsena-, Vico- und Bracciano-Sees und den Apenninen vereinigten. Der Fluß ging dann in einem konsequenten Laufe durch den niedrigsten Sattel, der zwischen den Kegeln von Bracciano im Nordwesten und dem Monte Albano im Südosten lag, wo er jetzt ein spätreifes Tal ausgebildet hat, das eine etwas größere Tiefe besitzt als die Grundlage, augenscheinlich eine niedrige Küstenebene, auf der die Vulkane sich ursprünglich erhoben. Einige von den vielen reifen Endspornen, in welche die flachen Abhänge der Kegel durch die radialen konsequenten Zuflüsse und ihre insequenten Nebenbäche auf beiden Seiten des Tibertales zerschnitten sind, bilden die Sieben Hügel von Rom. Die radiale Zerschneidung des Monte Albano sieht man, ehe man auf der Eisenbahnstrecke Rom-Neapel den Sattel von Palestrina (*P*, Fig. 138) passiert hat, wo der östliche Rand des Kegels an den westlichen Abhang der Apenninen stößt. Zunächst steigt die Eisenbahn südöstlich vom Tibertale auf die flache, wenig zerschnittene untere Abdachung des Kegels, die Campagna; dann fährt sie in einer langen, langsam aufsteigenden Kurve um den höheren Abfall des Kegels herum und durchschneidet mehr als zehn der radialen Lavaströme, die ursprünglich zu dem Aufbau des Kegels beitrugen (Fig. 139, hinten) und jetzt als sanfte Rücken aufragen; durch später entstandene radiale Täler sind sie voneinander geschieden (Fig. 139, Vordergrund), und alle zeigen eine so klare Anordnung, daß der Reisende ihre Struktur und ihren Ursprung leicht vom Coupéfenster aus erkennen kann.

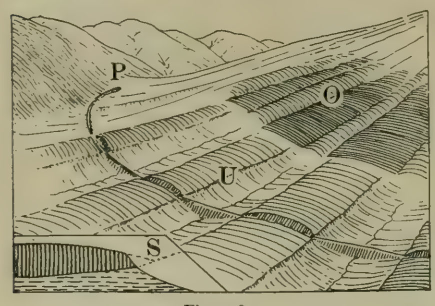
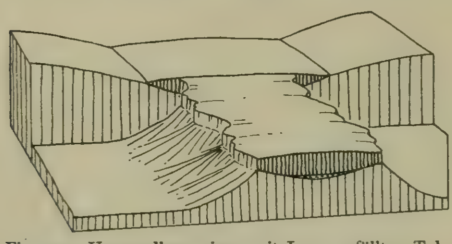


Fig. 138.
Umwandlung radialer Rücken in radiale Täler.


Fig. 139. Umwandlung eines mit Lava erfüllten Talbodens in einen Tafelberg.

Süddeutschland liefert uns in der Schwäbischen Alb zahlreiche Beispiele von Vulkankernen[5]; in Norddeutschland treffen

wir Lavatafeln in Hessen, wie den Meißner (Fig. 140), zerschnittene Kegel und Lavaströme im Siebengebirge und in der Eifel die merkwürdigen Maare, die wahrscheinlich einem explosiven Vorgang ihre Entstehung verdanken, aber von den eigentlichen Kratern und Calderas durch die geringe Masse vulkanischen Materials am Rande unterschieden sind.

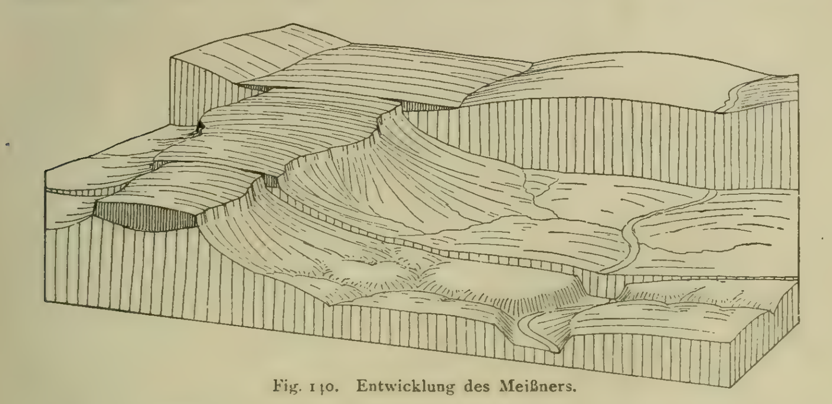


Fig. 140. Entwicklung des Meißners.

Die Aufzählung der Vulkane Nordamerikas würde einen starken Band füllen[6], Mexiko allein weist schon eine staunenswerte Mannigfaltigkeit an Formen auf. Hier sieht man junge Kegel, wie z. B. den Jorullo, der sich plötzlich in der Mitte des 18. Jahrhunderts in einem breiten Talboden bildete, und dessen eine Seite von einer frischen, rauhen Lavakaskade durchbrochen ist; ein weit mächtigerer Kegel mit einer viel längeren Geschichte ist der mit Schnee bedeckte Orizaba, der den Ostrand des Plateaus krönt, von dem aus seine Lavaströme und Schlammfluten in die tief eingeschnittenen, reifen, insequenten Täler des Steilabfalls hinabgeflossen sind. Einer dieser Lavaströme, der von der südlichen Seite des Orizaba oder von einem seiner untergeordneten Kegel herstammt, stürzte in einen nördlichen Zweig, *A* (Fig. 141), des Tales, in dem die Eisenbahn von Vera Cruz nach Mexiko oberhalb der Stadt Orizaba hinaufsteigt. Der Bach des anderen Talzweiges, *D*, ist durch die Lava nach der südlichen Seite des früheren Haupttales hingedrängt worden und hat hier eine enge Schlucht, *F*, bekannt unter dem Namen Infernillo, eingeschnitten; durch diese steigt die Eisenbahn hindurch nach den Fruchtgärten bei Maltrata, welche den ausgefüllten Boden des eingeschlossenen Talzweiges, *D*, einnehmen; dann geht die Linie nach einem langen Umweg gegen die Quelle

des Lavaausflusses hin, in halber Höhe um den Sporn des Plateaus herum, wo man dann bei der Station Alta Luz, *E*, eine ausgezeichnete Vogelperspektive auf die mannigfaltige Landschaft gewinnt. Von der Höhe gesehen, zeigt der Lavastrom große, nach unten konvexe Bewegungsrunzeln an seiner wenig veränderten Oberfläche, die noch jetzt durch Unterschiede in der spärlichen Vegetationsdecke deutlich gekennzeichnet sind.

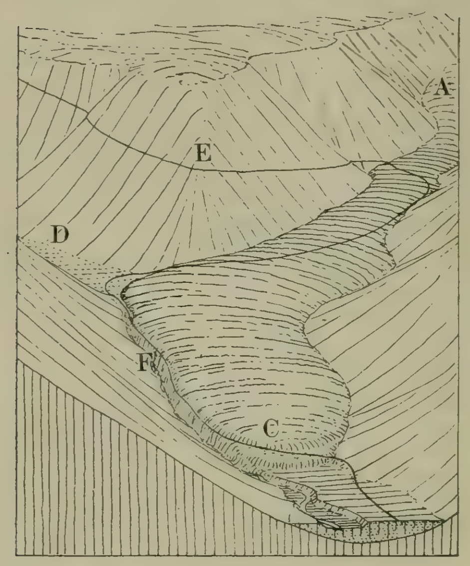


Fig. 141. Lavastrom in Mexiko.

Ein wenig nördlich von der Stadt Orizaba kommt aus einem der großen, reifen Täler des Plateauabfalls ein mächtiger Schlammstrom heraus, und zwar dicht unterhalb des Kegels des Orizaba. Er ist sehr lang und erfüllt die größeren Täler, denen er folgt; er umfließt kleinere Hügel, die jetzt wie Inseln herausragen, und erstreckt sich bis zu der Küstenebene, die, wenn sie auch eine normale Küstenebene vortäuscht, wenigstens in dieser Gegend teilweise aus vulkanischem Material, und nicht aus marinen Sedimenten aufgebaut ist.

In der unmittelbaren Nähe der Stadt Mexiko befindet sich ein frischer Lavastrom, dessen rauhe Oberfläche, der sogenannte Malpais, ehemals ein ausgezeichnetes Versteck für Briganten abgab, und dessen Rand, durch einen Steinbruch heute z. T. weggeräumt, menschliche Überreste bedeckt. Auch kommen bedeutende Aschenablagerungen vor, die jetzt zu sanften Formen von grober Gliederung reif zerschnitten sind. Der kleine seichte See, der eine so große Rolle bei der Eroberung Mexikos durch die Spanier spielte, nimmt den untersten Teil eines sehr flachen Beckens ein, dessen Boden und Ränder aus vulkanischen Produkten bestehen. Einige hohe, unregelmäßig gestaltete, zerschnittene Kegel, unter denen der Popocatepetl und der Iztaccihuatl die bedeutendsten sind, erheben sich nicht weit davon. Man findet in verschiedenen Teilen des vulkanischen Gebiets





Ein bloßgelegter Gang, nördlich von den Spanish Peaks, Colorado. (United States Geological Survey.)

zahlreiche durch Lavaströme abgedämmte Seen, ebenso wie auch kreisrunde Maare, die unter dem Namen Axalapazco[7] bekannt sind.

Im Westen der Vereinigten Staaten setzt sich die Mannigfaltigkeit der vulkanischen Formen, die wir in Mexiko gefunden haben, fort. Auf den Hochflächen, die der Grand Cañon des Colorado durchschneidet, liegen Aschenkegel und Lavaströme von ganz frischem Aussehen. Einige von ihnen haben sich in den jungen Cañon ergossen, sind also noch jünger als dieser[8], andere dagegen weisen ein so hohes Alter auf, daß sie jetzt spätreife Tafelberge krönen, deren höchster das Awapa-Plateau im südlichen Utah darstellt.[9] Zahlreiche Vulkankerne, durch tiefe und weit vorgeschrittene Erosion bloßgelegt, trifft man in Neu-Mexiko.[10]

Die Spanish Peaks, die zu der Vorkette der Rocky Mountains von Colorado gehören (nicht zu verwechseln mit den Spanish Peaks der Wasatch-Kette in Utah), scheinen die alten Überreste einer tief zerschnittenen Vulkangruppe zu sein, die ursprünglich eine weit größere Höhe besaß; an ihrem Fuße sieht man eine ganze Anzahl von Gängen, die jetzt deutlich heraustreten, da die von ihnen durchbrochenen, relativ weichen, einschließenden Schichten entfernt sind. Der in der Tafel X abgebildete ist wohl das beste seiner Art unter allen bisher beschriebenen; wie aus Eisen gegossen steht er da, und an den Seiten kann man noch die Anzeichen der horizontalen Schichtung der sedimentären Gesteine erkennen, die ihn früher eingeschlossen haben.[11]

Etwas weiter nördlich steigen zwei Tafelberge bei Golden City auf, auch wieder geradezu Modelle in ihrer Art.[12] In der Nähe der Black Hills erhebt sich das berühmte Mato-Tepee oder der Teufelsturm; ob es sich hier um den beinahe verschwundenen Rest einer ursprünglich viel größeren Lavaintrusion oder nur um einen durch vorgeschrittene Abtragung der Umgebung bloßgelegten Vulkankern handelt, ist jedoch noch unentschieden.[13]

Wenn wir das Felsengebirge nach Nordwesten hin durchqueren, gelangen wir zu den gewaltigen Lavaebenen, die ein so ungeheures Gebiet in Montana, Idaho, Oregon und Washington bedecken. Sie sind von verschiedenem Alter. Einige ältere Decken sind nebst vulkanischen Konglomeraten in Schollen ge-

hoben und z. B. in dem Absaroka-Gegirge im Osten des Yellowstones-Parks tief und reif zerschnitten worden, während in dem Park selbst die berühmten Geysire indirekte Zeugen der einstigen vulkanischen Tätigkeit sind.[14] Andere Decken wiederum haben eine Aufwölbung und reife Zerschneidung erfahren, wie in den sog. Blue Mountains im nordöstlichen Oregon, oder sie sind monoklinal verbogen und dann fast gänzlich eingeebnet worden, wie in Zentral-Washington, wo ihre Struktur bei Coulée City in der jungen Schlucht aufgeschlossen ist, die der Columbia-River in die Lavaebene eingegraben hatte, als er zeitweise während der Eiszeit durch die Gletscher der Cascade-Mountains aus seinem Tale verdrängt wurde.[15]

Andererseits sind einige Decken erst vor so kurzer Zeit ausgeströmt, daß ihre Oberfläche die schlackigen Unebenheiten fließender Lava noch bewahrt hat. Ihre ursprüngliche Grenze gegen die einschließenden Gebirge ist deutlich zu erkennen; sie geht um Vorsprünge herum und in Einbuchtungen hinein, wie ein Meer von gefrorener Tinte, und gelegentlich umfließt sie herausstehende Hügel wie Inseln, von denen Steptoe Butte die beste Vorstellung gibt. Die Strukturverhältnisse dieser jungen Laven liegen in dem fastreifen Cañon des Snake River, eines Nebenflusses des Columbia, klar zutage, wo Lavadecken und Aschen verschiedentlich miteinander abwechseln, so daß die Cañonwände die treppenförmige Gestalt annehmen, welche in den erodierten Lavatafeln der Fig. 132 dargestellt sind. Wälder ergriffen während der Ruhepausen zwischen den Eruptionen immer wieder von neuem Besitz von der verwitterten Lavaoberfläche, um stets wieder von Aschenregen bedeckt und so erhalten zu werden, woraus man den Schluß ziehen kann, daß Jahrhunderte zwischen den einzelnen Ausbrüchen vergangen sind. An einigen Stellen ist der Fluß auf begrabene Gebirgsteile von größerer Widerstandsfähigkeit, als es die Laven und Aschen sind, gelangt, und dann weist der Cañon steilere Wände und auch eine geringere Breite auf. Das von den Laven hier bedeckte Gebiet ist so umfangreich, daß ihre Ausbrüche mehr als eine vollständige Revolution, denn nur als eine Störung in der morphologischen Entwicklung dieser Region zu betrachten sind.[15]

Auch in der Sierra Nevada Kaliforniens und in der Cascade-Range treffen wir vulkanische Formen in großer Mannigfaltig-

keit. Die alten Lavaströme, deren Ausbruch stattfand, bevor die Gebirge als Rumpfschollen gehoben wurden, ragen jetzt, infolge der neubelebten Erosionstätigkeit an ihren Seiten, im Relief als junge oder reife Tafelberge heraus; in den alten Flußschottern unter der Lava hat man Gold gesucht.[16] Weiter nördlich liegen die großen zerschnittenen Kegel des Mt. Shasta, des Mt. Rainier und anderer mächtiger Vulkane, die die benachbarten Berge an Höhe weit übertreffen. Hier, in Zentral-Oregon ist auch jene wundervolle Caldera zu finden, die den sog. Krater-See beherbergt, der ein ganz ausgezeichnetes Beispiel dieses Typus ist.[17]

Die hier gegebene kurze Vorführung einer Anzahl vulkanischer Formen in Europa und Amerika ist nicht etwa als eine Beschreibung der Vulkangebiete der Erde gedacht, sondern sie sollte nur die unendliche Fülle und Mannigfaltigkeit der Formen andeuten, die in dieses Kapitel gehören. Die Liste kann ganz bedeutend vermehrt werden, und Beispiele von besonderem Interesse würde man finden, wenn man diejenigen Vulkane in die Betrachtung mit einschlösse, die aus den Tiefen der Ozeane aufsteigen; aber der Raum erlaubt uns nicht, noch länger bei diesem anziehenden Thema zu verweilen. Es sei nur bemerkt, daß die erklärende Behandlung bei den vulkanischen Formen weit allgemeiner Anwendung gefunden hat als bei irgendwelchen anderen Formen, wahrscheinlich aus dem Grunde, weil die Geographen mit den Urformen von vulkanischen Kegeln und Lavaströmen viel länger vertraut waren als mit den Urformen von Gebirgen und Plateaus. Wenn die vulkanischen Strukturen den Grad von Revolutionen erreichen, wie im Nordwesten der Vereinigten Staaten, mögen sie um ihrer selbst willen behandelt werden; sind sie dagegen von geringeren Dimensionen, wie z. B. in Zentral-Frankreich, so dürfen sie nur in Zusammenhang mit den benachbarten Formen betrachtet werden, und zwar muß hier wie in vielen anderen Fällen des Entwicklungsstadiums der Umgebung ausführlich gedacht werden, das diese besaß, als die Eruption eintrat, ferner der Natur und Ausdehnung der vulkanischen Urformen, und schließlich der Veränderungen, die seither durch die normale Erosion hervorgerufen wurden.

PRAKTISCHE ÜBUNGEN ÜBER VULKANISCHE FORMEN.

1 a. Man zeichne eine Serie von acht Blockdiagrammen, im Prinzip ähnlich den Figuren 127—134, die sich aber in der An-

ordnung der prävulkanischen Hochländer und Täler und in der Lage der Vulkane und Lavaströme unterscheiden.

1 b. Man zeichne Querschnitte durch die Vulkane und Lavaströme in verschiedenen Stadien ihres Wachstums und ihrer Abtragung.

2. Man füge noch einige Diagramme in größerem Maßstabe hinzu, die die charakteristischen Züge der vorigen Diagramme deutlicher zur Anschauung bringen, und fertige kurze Beschreibungen dieser Teile an.

3. Man zeichne ein Blockdiagramm, das ein Mittelstadium zwischen den Formen von Fig. 129 und 130 darstellt, und fertige kurze empirische und erklärende Beschreibungen der Formen dieses Stadiums an.

4. Man mache eine Liste der Substantive und Adjektive, die bei einer empirischen und erklärenden Beschreibung vulkanischer Formen in diesem Kapitel verwendet worden sind. Diese Ausdrücke ordne man in zweckentsprechender Weise und füge, soweit es nötig erscheint, neue Termini hinzu. Wie viele empirische und wie viele erklärende Termini sind für eine gute Beschreibung vulkanischer Formen notwendig? Wie viele beziehen sich auf die Struktur? Wie viele auf den Vorgang? Wie viele auf das Erosionsstadium?

5. Man greife aus irgendwelchen Quellen einige Beispiele für vulkanische Formen heraus und vergleiche sie mit den entsprechenden Gliedern der eigenen Serie. Man zeichne Blockdiagramme, mache eine kurze erklärende Beschreibung von ihnen und suche die prävulkanischen, die durch die Eruption geschaffenen und die durch die postvulkanische Erosion hervorgerufenen Formen festzustellen. Dann vergleiche man diese Beschreibung mit der in jener Quelle gegebenen.

ANHANG.

FORSCHUNG UND DARSTELLUNG.

I. DIE FORSCHUNG.

Der Forscher und die Welt. Ein erfahrener Universitätslehrer hat einmal die sehr richtige Bemerkung gemacht, daß ein vorgeschrittener Student, um sich vor einer zu großen Absorption und Isolierung bei seinen Studien auf einem eng begrenzten

Forschungsfelde zu schützen, sehr gut tut, wenn er der Darstellung seiner Ergebnisse eine ganz besonders sorgfältige Aufmerksamkeit widmet; er wird auch dadurch auf eine um so größere Dankbarkeit aller derer rechnen können, die sich für seine Arbeiten interessieren. Hierbei wird es ihm von großem Nutzen sein, wenn er die wesentlichen Unterschiede zwischen der Forschung, die ihn von der Welt zu trennen sucht, und der Darstellung, die ihn wieder mit ihr in Verbindung bringt, erkennen lernt, und die hauptsächlichsten dieser Unterschiede möchte ich daher an dieser Stelle kurz besprechen, natürlich mit besonderer Berücksichtigung der Geographie.

Die Forschung. Während seiner Untersuchungen ist der Forscher selbstverständlich für den größten Teil seiner Zeit mit seinem Studienobjekt allein, sei es nun im Felde, im Institut oder auf der Bibliothek. Und das muß auch so sein, denn wenn während dieser Zeit seine Aufmerksamkeit durch andere Gegenstände abgelenkt wird, so kann er nicht die nötige Konzentration für seine Arbeiten und jene innige Vertrautheit mit dem Problem gewinnen, die nur aus einer unausgesetzten Beschäftigung entspringen. Oft müssen Wochen und Monate der Erreichung der Schlußfolgerungen gewidmet werden, und während dieser Zeit muß der Forscher sich in stets zunehmendem Maße von seiner Arbeit absorbieren lassen, wenn er auch nie vergessen darf, daß Isolierung nicht gleichbedeutend ist mit Zurückgezogenheit; die Freude an dem Fortschritt der Arbeit wird sogar durch Besprechung mit gleichgesinnten Freunden bedeutend erhöht. Wenn einige Ideen so in einen besseren Boden gepflanzt werden, als es der war, dem sie entstammten, so werden sie Mitfreude und nicht Neid erwecken, wie es Gilbert so richtig in seinem ausgezeichneten Essay über die „wissenschaftliche Methode“ ausgesprochen hat: „Nur der unbedeutende Mensch hat keine Ideen übrig, und Heimlichtuerei in wissenschaftlichen Dingen ist gewöhnlich ein Eingeständnis der Schwäche.“[18]

Während des allmählichen Fortschreitens der Arbeit gelangen die Tatsachen und Theorien in eine regellose und unvorhergesehene Anordnung, erst beim Abschluß des Werkes ist der Forscher in der Lage, das zu überblicken, was er gelernt hat, und alles an die richtige Stelle setzen zu können. Im Beginn muß er immer imstande sein, neue Tatsachen aufzufinden, neue Ideen zu erfassen, jeder Behauptung kritisch gegenüberzustehen,

aber hierbei wird er seine Arbeit eben doch größtenteils allein fördern müssen, da er nur so sehen kann, ob er wirklich zu einer unabhängigen selbständigen Untersuchung zu gelangen vermag. Während der Sammlung des Stoffes und der Aufsuchung von Erklärungen können sich seine Anschauungen vielfach wandeln; neue, ihm bisher unbekannte Tatsachen und Gedankenreihen können die Revision früherer erfordern und seine Ansichten modifizieren. Es kann sein, daß nach Vollendung der Arbeit die gewonnenen Resultate im Hinblick auf die verwendete Zeit und Mühe von geringem Umfang erscheinen; wenn sie aber eine reife und wohldurchdachte Auffassung des untersuchten Problems enthalten, daneben eine hohe Vertrautheit mit dem Quellenmaterial und eine umfassende Kenntnis der historischen Entwicklung der Frage zeigen, so werden sie nicht vergebens aufgewandt sein.

Darstellung. Nunmehr gilt es, die Resultate mündlich oder schriftlich darzustellen, und zwar in einer auch für andere möglichst leicht verständlichen Form. Damit muß der Forscher aus seiner Isolierung heraustreten und sich darüber klar zu werden suchen, welche Art der Darstellung für sein Publikum die wirksamste und geeignetste ist. Jetzt darf er nicht mehr allein sein eigenes Werk betrachten, sondern muß auf andere Menschen Rücksicht nehmen, die sich mehr oder weniger dafür interessieren. Dann wird er finden, daß diejenigen seiner Hörer und Leser, die ihm mit selbstloser Sympathie und gerechter Beurteilung entgegenkommen, seine besten Freunde sind, und er wird lernen, wie er sich selbst bei der Betrachtung der Arbeiten anderer zu verhalten hat. Wir wollen hier nun zunächst ganz kurz die Erfordernisse des mündlichen Vortrags und dann die einer gedruckten Darstellung erörtern.

Wenn sich ein Student zu einem Vortrag vor seinen Lehrern und Kommilitonen anschickt, ist er also nicht mehr allein mit seinem Problem, sondern nimmt als Redner eine Stellung zwischen diesem und seinen Hörern ein. Es kann vorkommen, daß seine persönlichen Erlebnisse eine Auseinandersetzung verdienen, bei wissenschaftlichen Mitteilungen müssen jedoch im allgemeinen derartige persönliche Bemerkungen in den Hintergrund treten, da sonst der Vortrag einen mehr oder weniger subjektiven Charakter erhält. Auch steht dem Redner jetzt nicht mehr eine unbegrenzte Zeit, sondern nur eine halbe oder höchstens

eine ganze Stunde zur Verfügung, an deren Ende seine Zuhörer einen Überblick über das gewonnen haben sollen, womit er sich Wochen und Monate lang beschäftigt hat. Daher muß er eine Auswahl treffen und nur seine bedeutungsvollsten Tatsachen, Theorien und Schlußfolgerungen, aber in möglichst klarer Anordnung anbringen. Viel von seinem Material muß er vollständig mit Stillschweigen übergehen, zahlreiche untergeordnete Dinge darf er nur flüchtig streifen, überhaupt nur solche Gegenstände ausführlicher vortragen, die für sein Problem von wirklicher Bedeutung sind und von seinen Hörern leicht verstanden und behalten werden können. Aus diesem Grunde muß er auch vor seinem Vortrage wissen, vor was für einem Publikum er nachher sprechen wird, denn wie nützlich es für einen unerfahrenen Redner auch sein mag, überhaupt vor ein Publikum zu treten, mag dieses nun das, was er sagt, verstehen oder nicht, so darf er doch nicht vergessen, daß jemand, der eine halbe Stunde oder noch länger zugehört, aber nur wenig gelernt hat, seine Zeit vergeudet hat. Die Pflicht der Höflichkeit gegenüber den Anwesenden und ein Blick auf die Meinung, die man sich von ihm und seiner Arbeit bilden wird, sollte den Redner veranlassen, alle Kraft aufzubieten, um jene für die ihm gewidmete Zeit und Aufmerksamkeit dadurch zu belohnen, daß er seine Darstellung so klar und interessant wie nur möglich macht. Er muß also danach trachten, im Geiste eines jeden seiner Hörer ein deutliches und bestimmtes Bild seiner Resultate zu erwecken, damit diese möglichst viel nach Hause tragen und im Gedächtnis bewahren können. Tut er das nicht, so wird er wie ein Goldwäscher handeln, der mit der größten Ausdauer sich über einen goldführenden Sand hermacht, um einige Goldkörnchen zu finden, der aber dann, anstatt das Gold für den Verkehr mit seinen Mitmenschen zu reinigen und zu münzen, es in der verhältnismäßig nutzlosen Form beläßt, in der er es gefunden hat, und sich dann darüber beklagt, daß seine mühevolle Arbeit nicht genügend gewertet wird.

Daraus ergibt sich, daß es im höchsten Grade wünschenswert ist, daß der Forscher der Darstellung seiner Ergebnisse dieselbe Aufmerksamkeit zuwendet wie den Untersuchungsmethoden, durch die er sie gewonnen hat. Bei beiden wird ihm die klare Erkenntnis der wesentlichen Unterschiede zwischen ihnen von größtem Nutzen sein. An dieser Stelle mögen daher einige Be-

trachtungen über die Methode der Forschung folgen, und zwar angewandt auf die Erforschung der Landformen; ausführlichere Bemerkungen über die Kunst der Darstellung werden dann in einem späteren Anhange gegeben werden.

Methode der Forschung. Solange die Geographie ausschließlich auf die Beobachtung und Registrierung sichtbarer Gegenstände sich beschränkte, waren ihre Methoden verhältnismäßig einfach. Sie umfaßte, wenn wir die Landformen ins Auge fassen, die Bestimmung der geographischen Länge und Breite, die Feststellung der Richtungen, Entfernungen und Höhen und schließlich die Herstellung von Karten nebst einer empirischen Beschreibung der beobachteten Tatsachen. Diejenigen Geographen jedoch, die sich mit ganzer Seele der erklärenden Methode bei der Beschreibung der Landformen zuwenden, müssen außer der Bekanntschaft mit den eben genannten Gegenständen — denn jeder moderne Geograph muß in der Lage sein, nicht nur empirische Beschreibungen anzufertigen, sondern auch kartographische Aufnahmen machen und Karten zeichnen zu können — noch über eine sorgfältige Schulung in der theoretischen Untersuchung verfügen; denn jede erklärende Beschreibung geht über die Beobachtung hinaus und erfordert Theorien, und diese wiederum kann man nur dann mit Erfolg aufstellen, wenn man mit einer guten Forschungsmethode vertraut ist.

Die verschiedenen Denkprozesse, die eine derartige Untersuchung verlangt, lassen sich in folgender Weise anordnen: Beobachtung und Sammlung des vorhandenen Tatsachenmaterials; Induktion der Verallgemeinerungen; Aufsuchung weiterer Erklärungen; Aufstellung von Hypothesen für die der Beobachtung nicht zugänglichen Gegenstände; Ableitung der Folgerungen, die sich aus jeder Hypothese ergeben; Gegenüberstellung dieser Folgerungen mit den entsprechenden Tatsachen; vorläufige Beurteilung; Revision und Verbesserung jedes einzelnen Verfahrens; endgültige Beurteilung der Richtigkeit der verschiedenen Hypothesen.

Beobachtung und Sammlung des Tatsachenmaterials. Der erste Schritt bei der Behandlung eines jeden Problems besteht in der Aufsuchung einer gewissen Anzahl von Tatsachen. Es erfordert dies eigene, selbständige Beobachtung, was entweder im Felde selbst, oder aus zweiter Hand durch das Studium der in Büchern und Karten niedergelegten Berichte anderer Beobachter ge-

schieht. In beiden Fällen muß der Forscher auf der Hut sein, daß er sich nicht durch einen falschen Anschein und irreführende subjektive Empfindungen täuschen läßt, aber er muß gleichzeitig auch sich jedem realen Eindruck gegenüber zugänglich zeigen, und zwar so, daß er sich den Tatsachen unterwirft, und sie nicht etwa in die eine oder andere Richtung zu drängen sucht; sein Geist muß sich wie eine äußerst empfindliche photographische Platte verhalten, auf der keine früheren Eindrücke die neuen entstellen dürfen.

Die im Geiste erfaßten Tatsachen müssen nun in irgendeiner Art, graphisch oder in Worten, niedergelegt werden, und zwar sollte dies im Anfang in farbloser, empirischer Form und so frei wie möglich von jeder theoretischen Voreingenommenheit geschehen. Es wird dabei in der Hauptsache von dem größeren oder geringeren Grade der Erfahrung, über die der Beobachter verfügt, abhängen, ob man sich in diesem Stadium mehr weitläufiger Phrasen oder technischer Ausdrücke hierzu bedient. Wenn man sagt: „Dieses ist ein Vorgebirge“, so läßt diese einfache Feststellung darauf schließen, daß man eine bestimmte Anordnung von Land und Wasser sieht, und erkennt, daß diese die wesentlichen Züge einer typischen, einem bereits von früher her bekannten Konfiguration besitzt, für die der empirische Ausdruck „Vorgebirge“ allgemeine Annahme gefunden hat. Wenn man jedoch den Satz ausspricht: „Dieses ist ein Delta“, so umschließt diese Feststellung eine Theorie. Man erblickt dann, wie vorhin, eine gewisse Anzahl von Zügen in der vor einem liegenden Landschaft und erkennt ihre Beziehungen zu den charakteristischen Eigenschaften des Typus, für den der Name „Delta“ aufgestellt wurde; da aber ein Delta das Ergebnis der Wirkungen gewisser Vorgänge unter bestimmten Bedingungen und in einer der Beobachtung entzogenen Periode der Vergangenheit darstellt, so hat man sich in diesem Falle bereits auf das Gebiet der Theorie begeben, wenn man es auch nicht sogleich bemerkt haben mag. Wird man sich dieser Tatsache bewußt, so müssen die sichtbaren, vor dem Beobachter ausgebreiteten Landformen von neuem untersucht und in einer rein empirischen Terminologie angegeben werden, d. h. in einer Ausdrucksweise, die nur auf dem beruht, was man unmittelbar erschaut, und nicht auf dem, was erst festgestellt werden soll. Alles dies erfordert Überlegungen, deren Entwicklung Zeit und Übung ver-

langt. Wenn diese Art des Vorgehens langsam und beschwerlich erscheint, übt man sie zunächst nur an verschiedenen technischen Ausdrücken, die allgemein gebräuchlich sind, wie Delta, Düne, Vulkan, Moräne usw., bis sie leicht und schnell ausgeführt werden kann. Während dieser Übungszeit mögen einige derartige elementare Beispiele der Analyse in extenso in dem Notizbuch niedergeschrieben werden, und die Anzahl der Seiten dieser sorgfältigen Berichte kann dann als besserer Maßstab für die Fortschritte, die der junge Geograph gemacht hat, gelten als die Zahl der von ihm zurückgelegten Kilometer.

Induktion der Verallgemeinerungen. Wenn man neue Tatsachen zum ersten Male auffindet, so müssen sie, wie bereits hervorgehoben, mit den Ergebnissen früherer Erfahrungen verglichen werden. Es bilden sich dann allmählich Gruppen zusammengehöriger Gegenstände heraus, indem einzelne Glieder einer Gruppe sich in verschiedenen Eigenschaften, die man als wesentlich erkennt, gleichsehen. Ein mit offenem Geiste begabter Student verallgemeinert rasch die sich wiederholenden Züge, durch die alle beobachteten Glieder einer Gruppe gekennzeichnet sind; auf diese Weise gewinnt er einen allgemeinen Typus, bei dem dann die individuellen Eigentümlichkeiten zurücktreten. Wenn nun wiederum neue Tatsachen für eine Gruppe hinzukommen, so muß eine sorgfältige Feststellung der allgemeinen Züge versucht und die Art und Weise geprüft werden, in der die Einzelzüge von dem Typus abweichen. So schreitet die Untersuchung allmählich von der Erkennung einzelner Tatsachen zu der Induktion allgemeiner Ideen fort. Gewisse Reihen von Tatsachen sind der Beobachtung so leicht zugänglich, daß die Generalisierung des gesammelten Materials genügt, um ein Verständnis oder eine Erklärung der betreffenden Erscheinungen zu geben; man sieht z. B., wie der Wind den Sand durch eine Wüste fegt und den Staub hoch in die Luft hinaufwirbelt, oder man kann die Wirkungen eines Flusses bei der Fortschaffung des Landschuttes direkt beobachten, und daher wird man diese Tätigkeit des Windes und des Flusses allein durch Induktion verstehen können. Die umfassendere Wirksamkeit dieser Kräfte, wie die Ausarbeitung von Talsystemen oder die Skulptur besonderer Wüstenformen, nimmt lange Zeiträume in Anspruch und ist der direkten Beobachtung entzogen, und wenn auch die Induktion auf einer breiten Basis schließlich zu einer vollstän-

digen Erklärung derartiger Probleme führen kann, so ist der Geist doch viel zu ungeduldig, um auf ein sich erst nach langer Zeit einstellendes Resultat warten zu können, und sucht sich daher andere Wege zu demselben Ziel.

Das Aufsuchen einer Erklärung. Man trifft häufig induktive Forscher, die es für das Beste halten, sich bei ihrer Arbeit, auch wenn es sich um kompliziertere Fragen handelt, nicht auf Spekulationen einzulassen, bevor man nicht über alle Tatsachen verfügen kann; eine derartige Vorsicht ist jedoch zuweit getrieben, wenigstens für den, der imstande ist, eine selbständige Untersuchung auszuführen. Ein unintelligenter Mensch mag ja wirklich viele Dinge sehen und mit ihrer Beobachtung und Sammlung fortfahren, ohne sich oder einem andern jemals die Frage nach ihrem Ursprung vorzulegen, aber er wird auch nicht fähig sein, die Untersuchung neuer Probleme anzugreifen, von Problemen, wie wir sie hier behandeln. Im Gegensatz dazu wird ein ernsthafter Forscher, der vor Erscheinungen verwickelter Natur steht, stets neugierig sein, zu erfahren, auf welche Weise sie zustande gekommen sind. Er wird sich nicht mit dem langsamen Fortschreiten der Induktion begnügen, sondern unfehlbar ihrem unsichtbaren Ursprung nachspüren; er wird vergangene Ereignisse kennen lernen wollen, die zu ihrer Zeit ebenso offenkundig waren wie die heute vor ihm liegenden, und die mit diesen zusammengenommen eben jene Beziehung ergeben, die wir Erklärung nennen.

Wenn dann die Wißbegierde soweit erwacht ist, daß sie den Forscher zu der Aufstellung möglicher Erklärungen der neuen Tatsachen treibt, so sollte er seinen Sinn nicht von ihr ablenken, da sie sich als äußerst nützlich erweisen kann, sondern nur sich dagegen wehren, daß er an sie glaubt, bevor ihr Wert näher geprüft ist. Die Gefahr liegt hier nicht in dem Streben nach einer Erklärung, sondern vielmehr darin, daß eine aufgefundene Erklärung sogleich als die endgültige Wahrheit angesehen wird. Das ist in der Tat ein verhängnisvoller Fehler, ein Fehler, gegen den man sich nicht durch Unterdrückung der erfinderischen Phantasie, sondern, wie wir bald sehen werden, durch Ausbildung des kritischen Sinnes schützen kann.

Aufstellung von Hypothesen. Das Aufsuchen einer Erklärung der beobachteten Erscheinungen kann in gewissen Fällen durch das Gedächtnis geschehen, das uns an eine bereits bekannte Er-

klärung erinnert. In der Physik und Chemie kann man auf dem Wege des Experimentes zum Ziele gelangen, bei dem Studium der Landformen jedoch dient dieses mehr dazu, die bereits vorhandenen Auslegungen zu veranschaulichen, als auf neue hinzuführen. Wir sind hier in der Hauptsache auf jene Art der Forschung angewiesen, die des Forschers eigene Fähigkeiten in Anspruch nehmen, auf jene Untersuchungsmethoden, die eine neue Kombination schon früher erworbener geeigneter Tatsachen oder Prinzipien mit den neu beobachteten Erscheinungen versucht, um auf diese Weise zu einem klaren Verständnis aller zur Erörterung stehenden Dinge zu gelangen.

Die Gabe der Erfindung ist dadurch ausgezeichnet, daß sie in hohem Grade unbewußt arbeitet. Erscheinungen, die man erklären will, können bewußt beobachtet werden, früher gewonnene Erkenntnisse können ebenfalls zum größten Teil mit Bewußtsein wieder ins Gedächtnis zurückgerufen werden, aber auf die gewünschte, erklärende Verbindung von ihnen mit neuen Tatsachen kann man unter Umständen nicht kommen, wenn man sie zu finden trachtet. Die Erfindung wird allerdings durch die Beobachtung sehr begünstigt und durch einen lebhaften Geist stark beschleunigt, sie wird auch dadurch gefördert, daß zahlreiche alte und neue Tatsachen häufig die Aufmerksamkeit erregen und der Wunsch zu ihrer Erklärung sich oft erneuert. Dann wird der Geist im Unterbewußtsein weiter auf die Suche gehen, und nach einer gewissen Zeit, während welcher man den Gegenstand schon vergessen zu haben meint, wird plötzlich und gänzlich unerwartet eine Erklärung sich einstellen.

Die plötzliche Geburt einer anscheinend erfolgreichen Erklärung wirkt nun so erfreuend, daß schon mancher Forscher sie fälschlich für die Krönung seiner Arbeit gehalten und ohne weitere genaue Prüfung als Wahrheit hingenommen hat. Aber hierin liegt eben gerade, wie bereits betont, eine große Gefahr. Man muß davon überzeugt sein, daß es keine besondere Empfehlung für eine Erklärung ist, wenn sie die Gruppe von Tatsachen erklärt, für die sie erdacht war. Natürlich wird sie dies tun müssen; um jedoch als genaues Äquivalent für vergangene Erscheinungen Annahme zu finden, muß sie weit mehr leisten: sie muß auch eine Menge von Tatsachen aufzuhellen imstande sein, für die sie ursprünglich nicht geschaffen war, an die man überhaupt nicht gedacht hatte, oder die zur Zeit der Unter-

suchung noch nicht einmal bekannt waren. Der Forscher gibt sich gewöhnlich der Hoffnung hin, daß seine auf einigen beobachteten Tatsachen aufgebaute Erklärung sich auch für vergangene Vorgänge so richtig erweisen wird, daß er dadurch ein volles Verständnis für die beobachteten Erscheinungen gewinnen kann, d. h. für die Art und Weise, in der sie entstanden sind. Da sie also von ungewissem Wert bleibt, weil sie noch ungeprüft ist, wird sie eben eine Hypothese genannt, und die ihr anhaftende Unsicherheit kann man noch dadurch zum Ausdruck bringen, daß man sie als eine provisorische oder Arbeitshypothese bezeichnet. Hat sie später alle an ihr vorgenommenen Prüfungen bestanden, so erhält sie den Namen einer Theorie, aber sie ist doch, soweit es sich um die nicht mehr kontrollierbaren Tatsachen der Vergangenheit handelt, nichts mehr als deren geistiges Äquivalent. Da aber eine Hypothese oft nur auf einigen wenigen beobachteten Tatsachen beruht, so genügt ihre bloße Erfindung noch lange nicht zur Erklärung aller Tatsachen der Vergangenheit oder zur Aufstellung eines allgemeinen Prinzips, das die genetischen Beziehungen der früheren und heutigen Tatsachen aufhellt. Dazu ist noch weit mehr erforderlich, und erst durch die hinzutretende Arbeit, die ergänzende Tatsachen ans Licht bringt, kann die aufgestellte Hypothese erprobt werden. Sobald der Forscher den provisorischen Charakter einer Hypothese und die Möglichkeit ihrer Unrichtigkeit erkannt hat, sollte er sich andere Arbeitshypothesen ausdenken[19], wobei er jede einzelne mit der gleichen Liebe behandeln muß und keine irgendwie bevorzugen darf. Die Bestätigung einer Hypothese geschieht in der Hauptsache durch neue Einzelheiten, die hinzutreten, oder durch neue Tatsachen, die durch sie herausgebracht werden; findet man nichts Derartiges, so wird man sie nur als eine unbewiesene Spekulation betrachten dürfen.

Ableitung von Folgerungen aus einer Hypothese. Bevor man über die Richtigkeit einer Hypothese irgend eine Entscheidung fällen kann, muß man sich stets die Frage vorlegen, welche Konsequenzen sie hinsichtlich der Tatsachen haben muß, zu deren Erklärung sie aufgestellt wurde. Damit tritt dann eine ganz neue Fähigkeit auf den Plan, nämlich die der Deduktion. Auch hier ist das Experiment in der Physik und Chemie außerordentlich förderlich, und in diesen beiden Gebieten hat es sich

auch viel fruchtbarer erwiesen als in der Geologie und Biologie; bei dem Studium der Landformen hat es, wie gesagt, bisher weit mehr zur Nachahmung als zur eigentlichen Demonstration gedient, und es soll daher hier nicht weiter betrachtet werden. Was wir an dieser Stelle zu erörtern haben, ist eine rein logische Fähigkeit, die weit bewußter geübt werden kann als die Erfindungsgabe, die aber im Gegensatz zur Beobachtung auch im Dunkeln und bei geschlossenen Augen vorgenommen werden kann. Der Forscher muß so kritisch wie nur möglich und unter Zuhilfenahme aller ihm irgend zugänglichen Kenntnisse sich alles ableiten, was sich ereignen würde, wenn seine Hypothese wirklich der Wahrheit entspräche, und dies muß er für jede einzelne Hypothese ausführen. Die Folgerungen müssen dann in Gruppen zusammengefaßt und sorgfältig von den beobachteten Tatsachen auseinandergehalten werden.

Bei einem geographischen Problem muß der Forscher die die Reihe der möglichen Veränderungen zu ergründen suchen, die ganze Folge der Landformen, die sich entwickeln würden, wenn die Formenklasse, mit der er sich beschäftigt, ihre ganze Geschichte von der Vergangenheit über die Gegenwart bis in die Zukunft durchläuft. Kein Gedanke darf voreilig beiseite geworfen werden, nur weil er auf den ersten Blick unwahrscheinlich erscheint, denn ein solcher Anschein kann mehr durch die wissenschaftliche Mode der Zeit und durch die Psyche des Autors, als durch irgendein in der Hypothese selbst gelegenes Moment erzeugt sein. Besondere Aufmerksamkeit sollte man der Deduktion unähnlicher Konsequenzen der verschiedenen Hypothesen widmen, denn es wird sich gleich zeigen, daß man gerade durch diese *instantiae crucis* die guten und die schlechten voneinander zu scheiden imstande ist. Diejenigen, die die Deduktion ermüdend finden, sollten sie solange üben, bis sie leicht und bequem von statten geht, in gleicher Weise, wie man sich solange in der Beobachtung weiter üben muß, bis man sie mit Genauigkeit und Freude zu handhaben vermag. Niemals darf sich ein Forscher oder gar ein Anfänger auf die Intuition verlassen und hoffen, durch ihre Mithilfe zum Ziele zu gelangen.

Gegenüberstellung der Folgerungen und Tatsachen. Wir sind jetzt in einem Stadium angelangt, bei dem die Fähigkeit der unparteiischen Vergleichung eine hervorragende Rolle spielt. Eine Fülle von Tatsachen hat sich der Beobachter verschafft,

eine ganze Anzahl von Hypothesen aufgestellt, und er hofft, noch immer neue zu erfinden; die Konsequenzen aus jeder einzelnen Hypothese sind nun auch sorgfältig ausgedacht, und sie müssen jetzt Gruppe für Gruppe mit den Tatsachen verglichen werden, damit man sehen kann, wie groß die erreichte Übereinstimmung ist. Es ist also gleichsam, als ob der Beobachter seine Tatsachenbataillone auf der einen Seite eines Paradefeldes in guter Ordnung formiert, und der Deduzierende die Bataillone seiner Folgerungen eines nach dem anderen heranführt, und sie jenen gegenüber aufstellt, so daß der Unparteiische die Stellungen zu überschauen vermag und feststellen kann, bis zu welchem Grade jedes Bataillon dem ihm gegenüberstehenden entspricht. Hierbei muß er natürlich besondere Aufmerksamkeit den Tatsachen schenken, aus denen sich keine Hypothese ergeben hat, und zusehen, wie sie zu den Schlußfolgerungen der Hypothesen stimmen. Es ist wohl auch kaum nötig, zu bemerken, daß eine Übereinstimmung niemals erzwungen werden darf, wenn sie nicht vorhanden ist.

Vorläufige Beurteilung. Wenn zwei verschiedene Hypothesen nur identische Konsequenzen geliefert haben, die sämtlich mit den entsprechenden Tatsachen gut übereinstimmen, so läßt sich selbstverständlich keine Entscheidung zugunsten irgendeiner treffen. Der Vergleicher muß dann den Deduzierer fragen, ob er nicht doch irgendwelche abweichende Folgerungen aufzufinden vermag, und haben sich eventuell solche ergeben, so müssen sie ganz besonders sorgsam geprüft werden. Natürlich sind bei dieser Entscheidung für eine der miteinander wetteifernden Hypothesen einige von größerem Werte als andere; wenn die Folgerungen aus der einen Hypothese gut zu den zugehörigen Tatsachen passen, während sie bei den anderen dies nicht tun, so wird man jene höher schätzen müssen, obwohl sie vorher mit ihren Konkurrentinnen auf gleicher Stufe stand.

Revision. Es wird häufig vorkommen, wenn man diese Gegenüberstellung gemacht und eine erfreuliche Übereinstimmung zwischen den Folgerungen einer Hypothese und den beobachteten Tatsachen konstatiert hat, daß diese doch in mancher Hinsicht unvollkommen ist. Für einige Tatsachen wird man keine entsprechenden Konsequenzen abgeleitet haben, oder es stehen umgekehrt manchen Konsequenzen keine Tatsachen gegenüber. In diesem Falle muß der Forscher seine ganze Arbeit von neuem

durchsehen. Er muß wieder zur Deduktion zurückkehren und zusehen, ob diejenigen Folgerungen, die sich nur zum Teil als brauchbar erwiesen, wirklich richtig hergeleitet sind, oder ob das Fehlen einer Folgerung vielleicht auf einem Übersehen bei der Deduktion beruht. Er muß dann besonders alle die Grundsätze noch einmal betrachten, die er aus dem Gedächtnis verwendet hat, und untersuchen, ob er sie in richtiger Weise verwertet und vor allem auch kein stillschweigendes Postulat übersehen hat, das, ohne bewußt als solches erkannt zu sein, doch ohne nähere Prüfung angewendet und als wesentliche Basis für einige Deduktionen gebraucht wurde. Er muß noch weiter zurückgehen und seine Hypothesen in dieser oder jener Richtung modifizieren, in der Hoffnung, daß sie dann zu neuen Konsequenzen führen, die besser als die früheren passen. Man sollte daher jede aufgestellte Hypothese als elastisch betrachten, indem man ihre Form je nach dem Bedürfnis abändern kann. Selbst in sein Beobachtungsgebiet muß der Forscher unter Umständen zurückkehren und vor allem diejenigen Verhältnisse einer erneuten Prüfung unterziehen, die mit den Folgerungen einer teilweise bewährten Hypothese sich nicht in Einklang bringen lassen wollten. Er muß es sorgfältig daraufhin untersuchen, ob nicht gewisse vorher übersehene Tatsachen doch vorhanden sind, und gerade unter solchen Umständen, wie sie von jenen Folgerungen verlangt werden, für die die frühere Beobachtung keine Gegenstücke geliefert hatte. In jedem Falle muß die äußerste Sorgfalt darauf verwendet werden, daß man sich nicht mit einer unvollkommenen oder unvollständigen Übereinstimmung begnügt. Befolgt man diese Ratschläge, so verschwindet die so häufig gefürchtete Gefahr, daß ein Forscher die Tatsachen in das Prokrustesbett einer ihm liebgewordenen Hypothese hineinzwängt; denn wenn man verschiedene Hypothesen im Kopfe hat und ebenso die sich aus ihnen ergebenden unähnlichen Folgerungen, so werden sich unmöglich die Tatsachen mit allen vereinigen lassen, wie man diese auch zustutzen mag.

Unregelmäßiger Gang des Forschungsprozesses. In der Praxis werden selbstverständlich die verschiedenen Prozesse, die hier in systematischer Aufeinanderfolge vorgeführt werden mußten, in weit unregelmäßigerer Anordnung vorgenommen werden. Es ist ja bereits hervorgehoben worden, wie die Hypothesenbildung mit der Beobachtung stets Hand in Hand gehen sollte;

es ist klar, daß nach Aufstellung einer Hypothese alle Zeit, die die Beobachtung übrig läßt, der Deduktion gewidmet werden kann, und es kommt oftmals vor, daß die Folgerungen aus einer Hypothese an Zahl weit stärker wachsen als die Gruppen beobachteter Tatsachen. Gegenüberstellung und Vergleichung können mit dem Fortschreiten der Beobachtung wiederholt vorgenommen werden, und die Revision ist eigentlich immer am Platze, wenn sich Gelegenheit zu ihr ergibt. Der Forscher, der die verschiedenen Seiten seines Problems auf diese Weise stets von neuem betrachtet, gelangt allmählich zu der Einsicht, daß eine Hypothese, die von ihrer ursprünglichen Gestalt so abgeändert ist, als es erforderlich war, vor ihren Nebenbuhlern den Vorzug verdient. Dann erhebt sich aber die ungemein wichtige Frage, ob diese Hypothese richtig ist, und ob sie wirklich das genaue Äquivalent zu den unbeobachtbaren Tatsachen der Vergangenheit darstellt. Es leuchtet ein, daß in diesem Stadium seiner Arbeit der Forscher mit der Methode wissenschaftlicher Kritik völlig vertraut sein muß.

Endgültige Beurteilung. Jetzt ist nämlich eine gründliche Kritik notwendig, um den Grad der Zuverlässigkeit einer anscheinend erfolgreichen Hypothese festzustellen. Der wichtigste Punkt, auf den es bei Untersuchungen von der Art, mit der wir es hier zu tun haben, ankommt, die einzig vorteilhafte Methode zur Prüfung ihrer Richtigkeit besteht in der Abschätzung der Übereinstimmung der aus ihr abgeleiteten Folgerungen und der entsprechenden, beobachteten Tatsachen. In dieser Hinsicht ist die Prüfung ganz unähnlich dem geometrischen Beweis, bei dem die Richtigkeit eines Satzes niemals durch den Vergleich mit Tatsachen der Beobachtung, sondern nur durch die Kontinuität festgestellt wird, mit der die einzelnen aufeinanderfolgenden Stufen von den Voraussetzungen aus zu dem behaupteten Ende führen. Die Geometrie entspricht also — soweit überhaupt von einem Entsprechen zwischen einer mathematischen und einer beobachtenden Wissenschaft die Rede sein kann — vornehmlich dem Teile einer geologischen oder geographischen Untersuchung, der sich auf die Hypothesenbildung und Deduktion beschränkt, da diese mit der Beobachtung nur in losem Zusammenhang stehen.

Wenn die Beobachtung nur wenige Gruppen einfacher Tatsachen geliefert hat, und wenn man nur zu einer Hypothese

gelangt ist, die auch nur einige wenige und einfache Folgerungen aufweist, so wird der Wert dieser Hypothese zweifelhaft bleiben müssen, auch wenn die Folgerungen sehr gut mit den Tatsachen korrespondieren, da es sich dann immer um zufällige Übereinstimmungen handeln kann. Passen andererseits die aus mehreren Hypothesen deduzierten Folgerungen gleich gut zu den Tatsachen, dann wird man auch keiner den Vorzug geben können. Wenn jedoch die zahlreichen, eigenartigen Konsequenzen einer Hypothese mit stark spezialisierten Gruppen vieler verschiedener Tatsachen in auffälliger Weise harmonieren, so wird sie dadurch eine besondere Empfehlung erhalten, da die Möglichkeit eines Zufalls hier beträchtlich vermindert ist. Wenn schließlich die Tatsachen ein launenhaftes Vorkommen und keine Beziehungen untereinander zu besitzen scheinen, aber dann später durch eine Hypothese in eine vorher nicht geahnte Beziehung und Anordnung zueinander treten, so wird dies sehr zugunsten der Hypothese sprechen.

Wir müssen jedoch noch weiter gehen, da es oftmals vorkommt, daß nach Auffindung einer Hypothese und nach deren erfolgreicher Gegenüberstellung mit den früheren Tatsachen neue Tatsachengruppen durch die Beobachtung ans Licht kommen, für die die Deduktion noch keine entsprechenden Folgerungen gegeben hat. Wenn eine unparteiische Revision der Deduktion dann zu neuen Konsequenzen führt, die zu diesen Tatsachen passen, so wird natürlich die Wahrscheinlichkeit ihrer Richtigkeit wachsen. Noch bedeutungsvoller ist es, wenn gewisse besondere oder verwickelte Folgerungen abgeleitet werden, für die noch keine Tatsachen existierten, und wenn eine nochmalige Begehung des Beobachtungsfeldes gerade diese zutage fördert. Hier ist dann eine zufällige Übereinstimmung so gut wie ausgeschlossen. Finden endlich im Lauf der Jahre zahlreiche Forscher in den verschiedensten Teilen der Welt viele verwickelte Tatsachen, die sämtlich durch die Folgerungen einer Hypothese, die weit früher aufgestellt war, als die Beobachtung sich noch nicht so weit erstreckte, sich erklären lassen, so steigt die Wahrscheinlichkeit der Richtigkeit der Hypothese bis zu einem solchen Grade, daß sie sich zu dem Range einer Theorie erhebt.

Der Wille und Wunsch eines Beobachters besitzt, wenn dieses Stadium erreicht ist, nicht die Kraft, an der Wahrheit der Theorie zu zweifeln, und doch kann man nicht ängstlich genug sich immer

und immer wieder vorhalten, daß auch, wenn alle oben genannten Forderungen erfüllt sind, alles, was man von der Theorie aussagen kann, ist, daß, obgleich die Wahrscheinlichkeit ihrer Richtigkeit sehr groß ist, die Möglichkeit eines Irrtums nicht absolut ausgeschaltet werden kann. Playfair hat schon vor hundert Jahren auf diese Seite unseres Problems im Hinblick auf die Flußtäler in wundervoller Weise hingewiesen. „Every river appears to consist of a main trunk, fed from a variety of branches, each running in a valley proportioned to its size, and all of them together forming a system of vallies, communicating with one another, and having such a nice adjustment of their declivities, that none of them join the principal valley either on too high or too low a level; a circumstance which would be infinitely improbable if each of these vallies were not the work of the stream that flows in it."[20] Gerade in dieser zunehmenden Wahrscheinlichkeit zeigt sich der Unterschied zwischen dem geologischen oder geographischen und dem geometrischen Beweis besonders deutlich. Es gibt bei einem geometrischen Satz niemals eine Steigerung der Richtigkeit, wenn verschiedene Beweise für ihn gegeben sind, jeder ist für sich allein absolut beweiskräftig. In unserem Falle dagegen ist es immer am Platze, von einer zunehmenden Wahrscheinlichkeit eines Schlusses zu sprechen, wenn er auch vorher allgemeine Annahme gefunden hat.[21]

Es ist weiterhin sehr wichtig, zu erkennen, daß allen diesen Betrachtungen ein fundamentales, jedoch unbeweisbares Postulat zugrunde liegt, nämlich, daß der heutige Gang der Natur ein dauernder ist, d. h., daß die Kräfte stets den Gesetzen gehorcht haben, die heute regieren. Denn wie geistreich oder unterhaltend auch die Spekulationen des Metaphysikers über eine andere Anordnung der Dinge sein mögen — wie z. B. über eine frühere unregelmäßige und veränderliche Wirksamkeit der Schwerkraft oder über vergangene Perioden, in denen die Energie geschaffen und die Materie in ganz zufälliger Weise vernichtet wurde — der wissenschaftliche Forscher hat es nicht nötig, sich um sie zu kümmern, da sie außerhalb der Erfahrung liegen. Alle seine Betrachtungen und Schlüsse über die Ereignisse früherer Zeiten und den Ursprung der heutigen Formen der Erde sind völlig wertlos, wenn jenes grundlegende Prinzip falsch ist, aber trotzdem braucht sich auch der ernsthafteste Beobachter

des Antlitzes der Natur nicht beunruhigen zu lassen. Welche Zweifel auch der Metaphysiker aussprechen, und welche Unbefriedigtheit auch denjenigen, der für alle Dinge einen bedingungslosen Beweis besitzen möchte, befallen mag, der Forscher soll sich dadurch nicht stören lassen. Denn er muß seine Arbeit auf die im Laufe der Zeit angehäuften und sorgfältig geprüften Ergebnisse der Erfahrung aufbauen, da er keine andere Basis finden kann, und er muß sich damit zufrieden geben, auch wenn er keine Sicherheit im absoluten Sinne erlangen kann.

Literaturnachweise zum VII. Kapitel.

1. Carte de France 1 : 80000. Bl. 166.
2. Dieselbe. Bl. 174, 175, 184, 185.
   M. Boule et L. Farges. Le Cantal. Paris 1898.
3. Carte de France 1 : 80000. Bl. 198.
   O. Barré. L'architecture du sol de la France. Paris 1903. Siehe S. 318.
4. Carta topografica del regno d'Italia 1 : 100000. Bl. 136, 137, 143, 150.
5. W. Branco. Schwabens 125 Vulkan-Embryonen. Stuttgart 1894.
6. I. C. Russell. Volcanoes of North America. New York 1897.
7. E. Ordoñez. Los Xalapazcos del estado de Puebla. Mexico 1906.
8. C. E. Dutton. Tertiary history of the Grand Canyon district. U. S. Geol. Surv., Monogr. II, 1882. Siehe S. 94.
9. —, Report on the Geology of the High Plateaus of Utah. Washington 1880. Siehe S. 273.
10. —, Mount Taylor and the Zuñi Plateau. 6. Ann. Rep. U. S. Geol. Surv., 1885, 105—198. Siehe S. 164.
11. U. S. Geol. Survey, Geol. Folios No. 68, 71.
12. A. R. Marvine. Report. In: Ann. Rep. U. S. Geol. Surv. of the Territories for 1873. Washington 1874. Siehe S. 129.
    W. Cross. [The surface flows of Table mountains.] U. S. Geol. Surv., Monogr. XXVII, 1896, 285—316.
13. I. C. Russell. Igneous intrusions in the neighborhood of the Black Hills of Dakota. Journ. of Geol., IV, 1896, 23—43.
    T. A. Jaggar jr. The laccoliths of the Black Hills. 21. Ann. Rep. U. S. Geol. Surv., Pt. 3, 1901, 163—290. Siehe S. 258.
    D. W. Johnson. Volcanic necks of the Mount Taylor region, New Mexico. Bull. Geol. Soc. Amer., XVIII, 1907, 303—324.
14. A. C. Peale. The thermal springs of Yellowstone National Park. 12. Ann. Rep. U. S. Geol. Surv. of the Territories, Pt. 2. Washington 1883, 63—451.
15. I. C. Russell. A geological reconnaissance in central Washington. Bull. U. S. Geol. Surv., No. 108, 1893. Siehe auch Bull. No. 199, 1902, und Water Supply Papers No. 4, 1897, 53, 54, 1901, 78, 1903.
16. J. D. Whitney. Geological Survey of California. Geology, I. Philadelphia 1865. Siehe S. 243.
    U. S. Geol. Survey, Geol. Folios No. 43, 51, 66.

17. J. S. Diller. Crater Lake, Oregon. Nat. Geogr. Mag., VIII, 1897, 33—48.
— und H. B. Patton. The geology and petrography of Crater Lake National Park. U. S. Geol. Surv., Prof. Paper No. 3, 1902.

18. G. K. Gilbert. The inculcation of scientific method by example. Amer. J. of. Sc., XXXI, 1886, 284—299.

19. T. C. Chamberlin. The method of multiple working hypotheses. Journ. of Geol., V, 1897, 837—848.

20. J. Playfair. Illustrations of the Huttonian theory of the earth. Edinburgh 1802. Siehe S. 102.

21. Davis. Bearing of physiography on uniformitarianism. Bull. Geol. Soc. Amer., VII, 1896, 8—11.

VIII. KAPITEL

DER ARIDE ZYKLUS

Normales und arides Klima. Unter dem Klima des normalen Erosionszyklus verstanden wir ein solches, bei dem alle im Winter in der Form von Schnee fallenden Niederschläge in dem darauffolgenden Frühjahr oder Sommer weggeschmolzen werden, und bei dem die totale Niederschlagssumme genügt, um alle Becken bis zum Überfließen auszufüllen und die Flüsse instand zu setzen, das Meer zu erreichen. Unter diesen Verhältnissen wird die Oberfläche eines Landes gewöhnlich fast überall von Vegetation bedeckt sein.

Bei dem Klima des ariden Zyklus, dem wir uns nunmehr zuwenden wollen, sind dagegen die Regenmengen zu gering, um die Becken zum Überfließen zu bringen; die meisten Flüsse versiegen, ihre Betten liegen während des größten Teiles des Jahres trocken, und selbst auf Abdachungen, die nach dem Meere hin gerichtet sind, gelangen die Flüsse bei gewöhnlichem Wasserstande nicht bis zum Meere. Die Pflanzenbedeckung ist in solchen Gebieten äußerst dürftig, und viele Strecken sind fast oder gänzlich vegetationslos. Wir wollen jetzt auf die Betrachtung der Reihe der Folgeformen, die sich auf einer Uroberfläche während eines Erosionszyklus im ariden Klima entwickeln, unsere Aufmersamkeit lenken.

Die Vorgänge im ariden Zyklus. Die Verwitterungsvorgänge im ariden Klima sind charakterisiert durch die Spärlichkeit des Grundwassers und der Produkte der lockernden und zersetzenden Vegetation. Die chemische Verwitterung ist aus diesem Grunde von relativ sehr geringer Bedeutung; weit wichtiger sind die mechanischen Wirkungen der Temperaturschwankungen, so daß die Zerstörung der Gesteine vorwiegend an der Oberfläche stattfindet; tief verwitterter Boden, wie wir ihn oft in warmen und humiden Gebieten finden, kommt daher hier nicht vor.

Regen fehlt den ariden Regionen nicht ganz, die Jahresmenge ist aber sehr gering und bleibt gewöhnlich unter 200 mm. Geht ein leichter Regen nieder, so verdunstet das Wasser sehr rasch; wenn jedoch ein heftiger Guß eintritt, wie dies gelegentlich vorkommt, kann der kahle Boden so stark benetzt werden, daß sich unzählige Wasseradern bilden, die bei dem Fehlen der Vegetation eine sehr beträchtliche erodierende und transportierende Wirkung auszuüben vermögen. Die einzelnen Rillen können sich an den sanfteren Abhängen zu einer Schicht rieselnden Wassers vereinigen, und wo sie die Flüsse schnell erreichen, schwemmen sie eine trübe Flut in diese hinein. Aber zwei oder drei Tage nach dem Regen ist die Oberfläche wieder trocken, und das Wasser der verschwindenden Flüsse bleibt nur hie und da in der Form kleiner Pfuhle im Flußbett erhalten. Wegen der schnellen Verdunstung schwacher Regen und des oberflächlichen Abfließens der heftigeren Regengüsse ist das Grundwasser gering.

Die Arbeit des Windes. Der am meisten hervortretende Charakterzug des ariden Zyklus besteht darin, daß der Wind einen großen Teil der Arbeit leistet, die in dem normalen Zyklus von dem fließenden Wasser vollzogen wird. In einem Gebiet mit normalem Klima hindert das Vorhandensein der Pflanzendecke den Wind daran, eine große Wirkung auf den Boden auszuüben, wie man das leicht beim Vergleich des Verhaltens einer Wiese und einer staubigen Landstraße bei windigem Wetter sehen kann. In einem ariden Gebiet jedoch, das eine nur spärliche Vegetation besitzt, fegt der Wind über die Oberfläche hinweg und wirbelt den feineren Staub hoch in die Luft, während er den gröberen Sand am Boden entlang treibt. Es besteht nun aber ein großer Unterschied zwischen der transportierenden Tätigkeit des Windes und der der Flüsse, indem nämlich diese in relativ schmale Kanäle eingeengt sind, wogegen der Wind die gesamte Oberfläche eines ariden Gebietes überweht. Der Wind kennt weder wasserscheidende Rücken, noch ist er auf seinem Wege an enge Täler gebunden; seine Bewegung wird selten durch die lokale Böschung der Oberfläche bestimmt, sie hängt vielmehr von den Temperatur- und Luftdruckdifferenzen weit entfernter Regionen ab, er kann daher an den Abhängen sowohl hinauf- als auch hinabsteigen. Der mitgeführte Sand wird sich langsamer aufwärts als abwärts be-

wegen, während der feinere Staub, der hoch in die Luft hinaufgewirbelt wird, über hohe Rücken hinweg von einem Becken in ein anderes gelangen kann.

Will man die transportierende Tätigkeit der Flüsse und die des Windes in Vergleich setzen, so entspricht der Wirkung der Flüsse auf ihr Bett die des Windes auf die gesamte Erdoberfläche. Der Lauf eines Flusses ist nicht so sehr durch die lokalen Unregelmäßigkeiten des Flußbettes, als vielmehr durch den allgemeinen Niveauunterschied einer langen Flußstrecke bedingt. Das größere Geschiebe wird von einer Vertiefung zur anderen über eine Untiefe hinweggetragen, der feinere Schlamm wird dagegen durch Wasserwirbel emporgehoben und legt einen weiten Weg zurück, bevor er niederfällt, in ganz derselben Weise wie der Staub der Luft. Gerade wie die Flüsse zur Zeit des Hochwassers ihre größte Wirkung ausüben, so leistet auch der Wind seine bedeutendste Arbeit bei Stürmen, und wie die Flüsse bei normaler Geschwindigkeit verhältnismäßig klar sind und erst sich trüben, wenn bei erhöhter Geschwindigkeit viel Schlamm von den Ufern und vom Boden emporgewirbelt wird, so ist auch die Luft im Ruhezustand rein, aber sie kann sich trüben, wenn sie in Bewegung gesetzt wird, und zwar bis zu dem Grade, daß die Mittagssonne verdunkelt wird.

Die frühen Stadien des ariden Zyklus. Da kein Land absolut regenlos ist, ist es das gegenseitige Verhältnis der Tätigkeit von Wind und Wasser, das wir bei dem ariden Zyklus zu erörtern haben. Wir wollen ein sehr ausgedehntes Urland von unregelmäßig gehobener Gestalt in einem ariden Klima annehmen und zunächst die Anordnung und Wirkung der intermittierenden, in den verschiedenen inneren Becken sich vereinigenden Flußsysteme untersuchen. Erst später werden wir die Entwässerung der äußeren nach dem Meere zu gerichteten Abdachungen betrachten. Jedes innere Becken wird eine selbständige Gruppe kleiner, intermittierender, zentripetaler, konsequenter Flüsse enthalten, die gegen die Mitte des Beckens konvergieren, wo sie an der tiefsten Stelle einen See bilden werden, und wo das Wasser der Verdunstung anheimfällt. Der See eines jeden Beckens dient als lokale Erosionsbasis für die in ihn einmündenden Flüsse. Im Gegensatz dazu steht die Vereinigung der Entwässerung vieler Urbecken eines normalen Zyklus zu wenigen, großen Flußsystemen, die sämtlich das Meer erreichen und mit

Rücksicht auf die allgemeine Erosionsbasis der Meeresoberfläche arbeiten.

Da die intermittierenden Flüsse in einem Trockengebiet konsequente Schluchten und Täler auf den zentripetalen Abdachungen erodieren, so werden sie in der zentralen Depression geschichtete Schotter, Sand und Schlamm ablagern (*A*, *B*, Fig. 142), und hier werden sich die Seen (*S*, *T*) auch oft seitlich verschieben. Zu derselben Zeit können kleine, seichte, niedrig gelegene Urbecken in der Weise verschwinden, daß sie ausgefüllt und begraben werden. Mit der Anhäufung dieser Ablagerungen steigt ihre Oberfläche und die des zentralen Sees, d. h. die Erosionsbasis hebt sich, und die Zerschneidungstiefe der umgebenden Abdachungen nimmt in entsprechender Weise ab.

Die Beckenablagerungen werden am Rande grobkörnig sein und ausgesprochene Böschungen aufweisen. Wenn die umschließenden Ränder hoch und steil sind, so werden tiefe Täler in sie eingeschnitten werden, und von der Mündung jedes Tales wird ein scharf abgesetzter Schuttkegel gegen die Beckenmitte zu aufgebaut werden. Sind dagegen die Abdachungen niedrig und sanft geböscht, dann wird an den Talausgängen nur ein schwacher Schuttkegel sich entwickeln können. Die nackte Oberfläche der steinigen Schuttablagerungen sieht häufig aus wie ein Mosaikpflaster. das aus vielfarbigen, eckigen Bruchstücken der verschiedenartigsten Gesteine besteht; wo jedoch der Schutt lange Zeit außerhalb des Weges der gelegentlichen Wasserfluten liegt, da werden die Gesteine gewöhnlich einen dünnen, braunen, eisenhaltigen Überzug erhalten, den man als Wüstenlack bezeichnet. Wenn das Becken eine langgestreckte, trogartige Gestalt hat, wird es mit der Zeit durch die wachsenden Schuttkegel in mehrere kleine Becken zerteilt werden. Ist Sand in reichlicher Menge vorhanden, so wird er als ein natürliches Sandgebläse wirken, wenn ihn der Wind umhertreibt, und auf diese Weise die Gesteinsstücke zu Zweikantern oder Dreikantern machen. Viele diesem Entwicklungsstadium entsprechende Einzelheiten hat uns Walther beschrieben und erklärt.[1]

In der Mitte eines großen Beckens werden die Ablagerungen viel feiner sein und fast gar kein Gefälle mehr besitzen. Ist ein zentraler See vorhanden, so wird er gewöhnlich eine nur geringe Tiefe aufweisen und von wechselndem Umriß sein, zum Teil, weil sein Gebiet den langperiodischen Schwankungen der

Niederschläge und der Temperatur unterworfen ist, zum Teil aber auch, weil seine Ufer durch die unregelmäßige Hineinschwemmung von Schutt durch die zentripetalen Flüsse beeinflußt werden.[2] Das sich in den See ergießende Wasser verdunstet, so daß der See schließlich alle die verschiedenen Salze enthalten wird, die aus der Zersetzung der verwitternden Gesteine herrühren, und durch die intermittierenden Flußläufe gelöst und in das Becken gewaschen wurden. In den trockensten Jahren werden sich Salzausblühungen um den sich zusammenziehenden See bilden, und am Rande werden sich in konzentrischen Streifen eigenartige Pflanzen ansiedeln, die dem salzigen Boden angepaßt sind.

Das lokale Relief der höheren Abhänge wird in dem Maße zunehmen, als diese von konseqnenten, subsequenten und insequenten Flüssen zerschnitten werden, und es ist dabei sehr wichtig, sich zu vergegenwärtigen, daß die durch die intermittierenden Flüsse herausgearbeiteten Formen denen in einem normalen Zyklus bei ähnlichen Strukturverhältnissen ziemlich entsprechen. Die höheren Wasserscheiden zwischen den einzelnen

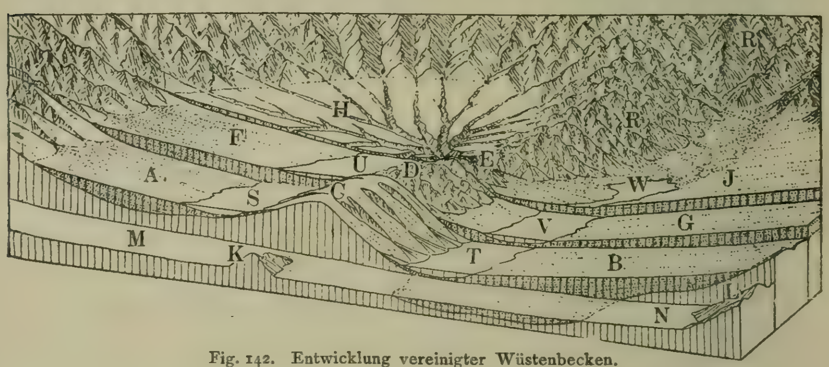


Fig. 142. Entwicklung vereinigter Wüstenbecken.

Becken können mit der Zeit in normaler Weise scharf zerschnitten werden, aber im Ganzen genommen wird das Relief der Becken mit dem Vorschreiten des Zyklus abnehmen, weil die zentralen Teile erhöht werden (*F*, *G*, Fig. 142). Hierin liegt ein Gegensatz gegenüber dem normalen Zyklus, bei dem die früheren Stadien durch eine allgemeine Zunahme des Reliefs gekennzeichnet sind.

Vereinigung der Entwässerungssysteme in Wüstengebieten. Wir müssen jetzt die Beziehungen benachbarter Becken ins

Auge fassen. Besitzen zwei solche Becken annähernd die gleiche Tiefe, und ist die Wasserscheide zwischen ihnen niedrig, so werden die gröberen und mächtigeren Ablagerungen in einem jeden hauptsächlich an der Seite angehäuft werden, an welcher der umschließende Rand die größte Höhe erreicht; so werden die Beckenseen sich allmählich nähern und sich endlich sogar miteinander vereinigen, wenn die Schuttablagerungen eine Höhe erreicht haben, die genügt, um die trennende Schwelle zu bedecken; dann kann ein geringer Höhenunterschied dafür den Ausschlag geben, welches von beiden dem andern tributär wird.

Weisen die beiden Becken dagegen bei niedriger Wasserscheide (*C*, Fig. 142) eine sehr verschiedene Tiefe auf, so wird die Erosion auf der längeren, steileren Abdachung (*C T*) kräftiger als auf der kürzeren (*C S*) sein, und die Wasserscheide wird nach dem höheren Becken hingeschoben werden (*D*). Unter diesen Umständen ist eine Anzapfung des höheren Beckens durch das tiefere unvermeidlich.

Zerschnittene Becken. Wenn die Anzapfung eintritt, wird ein wichtiger Schritt in der Vereinigung der vielen, ursprünglich unabhängigen Becken getan. Eine verbindende Schlucht (*E*) wird bald durch den intermittierenden Fluß, der jetzt über die frühere Wasserscheide hinweg seinen Lauf nimmt, eingeschnitten; der vorher in dem höheren Becken (*H*) abgelagerte Schutt wird schnell zerschnitten und fortgeschafft; alle nach der Mitte hin gerichteten Stromlinien dieses Beckens werden eine Vertiefung mit Rücksicht auf die neue Erosionsbasis erfahren, und das niedrigere Becken (*W*) wird gleichzeitig rasch ausgefüllt werden. Es kann diese Auffüllung hier soweit fortschreiten, daß die wachsende Schuttebene, durch rückschreitende Aufschüttung die früher in die randlichen Gebirge eingeschnittenen Täler zu beeinträchtigen imstande ist.

Das Vorkommen zerschnittener Wüstenbecken, in denen die früheren feineren Ablagerungen Bad-Land-Formen angenommen haben, ist wohl bekannt. Ob ihre Zerschneidung aber durch Anzapfung hervorgerufen wurde, kann man nicht mit Bestimmtheit behaupten, weil die Beschreibungen solcher Becken auf die Beziehung der zerschnittenen Becken zu anderen benachbarten Becken nicht eingehen. Offenbar wird ein Forschungsreisender seine Berichte über die Landschaftsformen einer Wüste dadurch sehr verbessern, daß er diese gegenseitigen Beziehungen

der von ihm durchquerten Becken sorgfältig untersucht und die möglicherweise in Zukunft zu erwartenden oder erst kürzlich vor sich gegangenen Anzapfungen klar angibt. Es ist sehr leicht, verschiedene Zerschneidungsformen abzuleiten, die von den verschiedenen Beckenarten und von der zur Zeit der Anzapfung verschiedenen Tiefe und Ausdehnung der Schuttausfüllung abhängig sind, da seichte Schuttablagerungen selbst in der Mitte des Beckens bis zu der Gesteinsgrundlage durchschnitten werden können; in tiefen Ablagerungen wird dagegen die Unterlage in der Mitte des Beckens wahrscheinlich nicht entblößt werden. Die feineren zentralen Bildungen, die oftmals mit Salz- und Gipsschichten abwechseln, werden fein gegliederte Formen entwickeln, die gröberen, randlichen dagegen, bei denen Kies- und Sandschichten vorherrschen, werden gröbere Formen bedingen, wobei die teilweise verfestigten Kiesschichten oft niedrige Stufen bilden werden. Auch das Entwicklungsstadium ist von Wichtigkeit, und zwar sowohl das vor der Anzapfung erreichte Stadium der Zerschneidung der Erhebungen und der Ausfüllung des Beckens mit Rücksicht auf die frühere, höhere Erosionsbasis, als auch das nach geschehener Anzapfung erlangte Zerschneidungsstadium mit Rücksicht auf die neuere, tiefere Erosionsbasis. Ein besseres Beispiel für den praktischen Wert der Deduktion als Begleiter der Beobachtung wird man kaum finden können.

Intermittierende Tätigkeit der Flüsse. Während alle diese Veränderungen vor sich gehen, wird gewöhnlich der Regen nicht in genügender Menge und über ein ausreichend großes Gebiet fallen, um alle Glieder eines Flußsystems zu gleicher Zeit mit Wasser zu erfüllen. Man darf sich daher nicht vorstellen, daß die vereinigten Flußsysteme zusammengewachsener Becken aus beständig fließenden Flüssen bestehen, es sind vielmehr lediglich Flüsse vorhanden, die nur zur Zeit des Regens Wasser führen. Da diese keine kontinuierliche Zunahme der Wassermenge gegen das zentrale Becken hin besitzen, so kann ihr Gefälle auch nicht wie bei normalen Flüssen in regelmäßiger Weise abnehmen. Es wird vielmehr meistens der Fall eintreten, daß ein heftiger Regenguß nur einige benachbarte Flüsse mit Wasser versieht, und selbst dann nur in einem Teile ihres Laufes. Bald nach dem Aufhören des Regens wird die Wassertiefe auf ihrem Wege talabwärts vermindert, und zwar sowohl durch Vergrößerung

der Flußlänge und durch Versickern in den Schottern und Sanden als auch besonders durch eine Verbreiterung auf den unteren Schuttfeldern des zentralen Beckens; und wenn die Wassermenge abnimmt, muß der Schutt fallen gelassen werden.

Bald liegt das Flußbett wieder völlig trocken, und in diesem Zustand bleibt es fast das ganze Jahr hindurch. Ein solches Gebiet muß die Heimat jenes Reisenden gewesen sein, der, wie man erzählt, in einem Lande mit feuchtem Klima am Ufer eines Flusses stehen blieb, um mit der Überschreitung zu warten, bis dieser wieder wasserlos wäre, und so dem unverdienten Spott der unerfahrenen dortigen Bewohner anheimfiel, die der Meinung waren, alle Flüsse müßten beständig Wasser führen wie ihre eigenen.

Größere Regenmenge der Hochländer. In einem ariden Gebiet von starkem Relief werden die Hochländer größere Niederschläge besitzen als die Tiefländer. Hier trägt der Boden ein Pflanzenkleid, und in den Schluchten und Tälern fließt Wasser, das durch Quellen gespeist wird; aber sobald die Bäche in die öden Niederungen gelangen, versiegen die kleineren bereits an den trockenen Schuttkegeln und können sich nicht zu gemeinsamem Laufe vereinigen. Die Schwankungen der Verdunstung innerhalb des Tages können Schwankungen in der Länge solcher Bäche hervorrufen, die sich nymphengleich nur in der Kühle der Nacht aus den Tälern herauswagen und am Tage unter den glühenden Strahlen der Sonne von den heißen Niederungen zurückweichen und nur in den höheren, schattigen Tälern fließen.

Vereinigung der Wüstenbecken in der Reife. Wenn mehrere Gruppen von Flüssen der höheren Urbecken durch die oben beschriebenen Vorgänge sich vereinigt haben und ein einziges Entwässerungssystem bilden, das in dem niedrigsten Becken seinen Knotenpunkt hat, so kann die Entwässerung des Gebietes als reif bezeichnet werden. Dann wird das niedrigst gelegene Becken, dem alle höheren tributär geworden sind, eine so große Schuttmenge bekommen und seine Oberfläche eine solche Höhe erreicht haben, daß der ursprüngliche Beckenboden in eine breite Ebene verwandelt ist, die an ihren Rändern aus gröberem Material, in der Mitte, wo sich ein flacher See bilden kann, aus tonigen und salzigen Bestandteilen zusammengesetzt ist, die früher einen zeitweiligen Absatz in den höheren Becken besaßen.

Felsebenen. Die höheren Becken werden zu derselben Zeit zerschnitten; später werden sie von ihrer Schuttdecke teilweise oder gänzlich befreit und allmählich zu flachen Ebenen (*M*, *N*, Fig. 142) erniedrigt werden, die sich nach dem niedrigeren Becken hin als ihrer Erosionsbasis abdachen. Die umschließenden Berge werden gleichzeitig tiefer zerschnitten und abgetragen werden, und ihr Schutt wird zur allmählichen Auffüllung der zentralen Schuttebene beitragen. Eine bemerkenswerte Besonderheit dieser abgetragenen Ebenen, in die die höheren Becken allmählich verwandelt werden, besteht darin, daß dort, wo die früheren Beckenablagerungen gänzlich entfernt sind, das nackte Gestein zutage tritt, und man kann daher solche Ebenen als Felsebenen bezeichnen. Sie werden sich zunächst an den Rändern der zentralen Schuttebenen auf den weicheren Gesteinen ausbilden, und Restberge werden dort am längsten erhalten bleiben können, wo die Gesteine am widerstandsfähigsten sind, oder auch an den von den Hauptbecken weit entfernten Wasserscheiden (*K*, *L*, Fig. 142). Die Böschung der Felsebenen wird derartig sein, daß das Regenwasser mit seiner Schuttlast auf ihr abwärts fließen kann. Da aber die durch gelegentliche Regengüsse gelieferte Wassermenge nicht regelmäßig gegen das zentrale Becken zunimmt, so wird man nicht erwarten dürfen, daß die Felsebenen ein kontinuierlich abnehmendes Gefälle zeigen; dieses wird vielmehr, wie schon hervorgehoben, wahrscheinlich ungefähr gleichmäßig sein. Ein dünner und unterbrochener Mantel steinigen Schuttes wird die Felsebenen an jenen Stellen bedecken, wo sie gut ausgeglichen sind, während die nackten, noch unausgeglichenen Aufschlüsse durch die Verwitterungsvorgänge in eigentümlicher Weise zerkratzt und durchlöchert sind.

Schichtfluten. Die Entwässerung der ausgeglichenen Felsebenen zeigt einige Besonderheiten. An Stelle der in bestimmten Kanälen dauernd fließenden Wasserläufe des normalen Klimas und statt der intermittierend fließenden und sich verschiebenden Flüsse der wachsenden Schuttebenen finden wir hier die sogenannten Schichtfluten[3], bei denen eine dünne Wasserschicht, durch einen plötzlichen, starken, nur kurze Zeit währenden Regen hervorgerufen, nicht einem Kanal folgt, sondern sich über eine breite Fläche ausdehnt, an deren sanftem Abhang das Wasser noch gerade imstande ist, den steinigen Schutt abwärts zu führen. Eine solche Schichtflut bewirkt wahrscheinlich eine ge-

ringe Scheuerung der Felsoberfläche, wenn die Flut ihren Hochstand erreicht, aber Ablagerung wird vorwalten, sobald die Tiefe und Geschwindigkeit des Wassers dadurch verringert wird, daß es keine genügende Zufuhr erhält und sich über eine immer größere Fläche ausbreitet. Da die Schichtfluten in allen Teilen einer ausgeglichenen Felsebene vorkommen können, so besteht ihre Wirkung mit fortschreitendem Zyklus in deren ganz allmählicher Erniedrigung, gerade in derselben Weise, wie ein mäandernder Strom beim Übergang von der Reife zum Greisenalter den ganzen Felsboden unter dem Schutt der Talflur sehr langsam niedriger und niedriger abträgt.

Salzablagerungen und Caliche. In Gebirgen mit normalem Klima werden alle löslichen Mineralien aus den Oberflächengesteinen und dem verwitterten Boden durch das Grundwasser aufgelöst und durch die Flüsse dem Ozean zugetragen. In trockenem Klima dagegen werden die leicht löslichen Mineralien, wie das Salz, in die Becken transportiert, wo sie in Salzseen von wechselnder Ausdehnung und Lage sich ansammeln. Bei ganz besonderer Trockenheit können diese Seen vollständig austrocknen; es werden dann Salzablagerungen übrigbleiben, die wiederum während der Stadien des ariden Zyklus, in denen ein zentrales Becken noch weiter aufgeschüttet wird, unter neuen Schichten von Sand und Ton begraben werden.

Intermittierende Flüsse, die versiegen, statt die Beckenmitte zu erreichen, werden die von ihnen gelösten Salze mit ihren Sedimenten zusammen niederschlagen; auf diese Weise entstehen salzreiche Tone, die, weil sie hygroskopisch sind, eine relativ feste Oberfläche besitzen und daher durch den Wind nicht leicht in Bewegung gesetzt werden. Bei der außerordentlich langen Zeit jedoch, die ein arider Zyklus umfaßt, können diese salzhaltigen Bildungen nur einen temporären Charakter besitzen. Ihre Salze werden mit der Zeit doch in das zentrale Becken hineingewaschen werden, die Tone werden durch Wasser und Wind bewegt, und die ganzen Ablagerungen erleiden zusammen mit der übrigen Oberfläche eine allmähliche Abtragung.

Mineralien von mäßiger Löslichkeit, deren Hauptrepräsentant der Kalzit ist, spielen in gewissen Wüsten eine besondere Rolle. Wenn das Grundwasser oder die Schichtfluten, in denen eine geringe Menge Kalzit gelöst enthalten ist, in Gebiete gelangt, wo die Verdunstung die Überhand gewinnt, so wird der Kalzit

niedergeschlagen; er bildet dann ein den Schutt zusammenhaltendes Zement, so daß ein festes Gestein entsteht, dessen Zertrümmerung und Fortschaffung nur sehr langsam vor sich geht. Auf diese Weise verkitteter Schutt ist in Mexiko und den südwestlichen Vereinigten Staaten unter dem Namen „Caliche“ bekannt.

Es ist klar, daß ein Calichegebiet mit der Zeit eine größere Höhe erhält als benachbarte Gebiete, in denen die Abtragung kräftiger wirken konnte; aber dadurch wird die Calicheregion selbst der Zerstörung ausgesetzt, da sich dann das Oberflächenwasser und Grundwasser von ihm entfernen, das Kalzit-Zement fortführen und damit der Abtragung die Wege öffnen.

Aride Gebirgsformen. Während der fortschreitenden Zerschneidung einer ariden Urmasse werden deren Formen in vieler Hinsicht denen der Gebirge normaler Klimate gleichen. Seitentäler werden in den höheren Teilen eingeschnitten, die Stromlinien werden sich gleichsohlig miteinander vereinigen, die Talgehänge werden zur rechten Zeit eben abgeböscht, so daß sie zahlreiche Wiederholungen von ganz gleichmäßig geböschten Abhängen darstellen (*RR*, Fig. 142), wie sie bereits bei der Betrachtung der reifen Gebirge normaler Erosion beschrieben wurden.

Es ist jedoch eine ganze Zahl von untergeordneten Zügen vorhanden, in denen sich die reif zerschnittenen Gebirge eines ariden Gebietes von denen eines humiden unterscheiden. Solange die Talgehänge jung und unausgeglichen sind, sind sie ganz besonders zerrissen, da mit der dürftigen Vegetation aller Schutt rasch entfernt wird und so jede geringfügige Eigenheit der Struktur einen Einfluß auf die trockene Verwitterung und damit auf die Oberflächengestalt gewinnt. Es wird dies z. B. durch die feinen Unebenheiten der kristallinischen Gesteinswände in der tiefen, inneren Schlucht des Colorado Cañon (Tafel I) illustriert. In einem späteren Stadium, wenn die trockenen Gehänge eine solche Neigung angenommen haben, wie sie in einem feuchteren Klima die Entwicklung einer ausgeglichenen und pflanzenbekleideten Schuttdecke gestatten würde, auf der die Verwitterungsprodukte zurückgehalten werden, bis sie eine verhältnismäßig feine Textur erhalten haben, wird die kriechende Schuttdecke arider Gebirge grob und dünn sein. Kleine Gesteinsaufschlüsse werden daher sich hier länger halten können als in Gebieten normaler Erosion.

Trotz der geringen Niederschläge sind die Flüsse gelegentlich recht wirksam, und sie verleihen bei dem Mangel einer ausgedehnten Vegetationsbedeckung den Gebirgshängen eine feinere Gliederung, als sie Gebirge von ähnlicher Struktur und ähnlichem Stadium in normalem Klima besitzen. Wegen der schutzlosen Lage des Gesteinsschuttes an den Gehängen wird dieser dann, wenn der Regen in so ausreichendem Maße niederfällt, daß er fließt, rasch in die Täler gewaschen, und die Flüsse sind daher reichlich mit Schutt beladen. Wenn sie aus den Gebirgstälern heraustreten und auf die Felsebenen gelangen, haben sie das Bestreben, ihre Breite zu vergrößern und ihre Tiefe zu vermindern, und werden dadurch in Schichtfluten verwandelt.

Spätreife Ausdehnung der Felsebenen. In den früheren Stadien eines ariden Zyklus wird sich der aus den Gebirgsschluchten herauskommende Schutt am Fuße des Gebirges in großen Schwemmkegeln anhäufen, die sich in die Becken hinein erstrecken, wie *AB*, Fig. 143. Eine Zeitlang werden die Beckenablagerungen an Höhe und Ausdehnung wachsen, wie *CD*, die höher als *AB* liegen (siehe den Durchschnitt am rechten Ende!); in einem späteren Stadium, wenn die ursprünglich unabhängigen Entwässerungssysteme sich vereinigt haben, und wenn die höheren Becken durch Zerschneidung und Abtragung mit Rücksicht auf das tiefst gelegene Becken erniedrigt (*E*, *F*) sind, werden jedoch die abgetragenen Felsebenen sich durch rückschreitende Erosion bis zu der Basis der noch übriggebliebenen Gebirge ausgedehnt haben (*G*). Kein Schwemmkegel mit tiefen Schuttablagerungen wird dann vorhanden sein, da zu dieser Zeit bereits ein feines Gleichgewicht zwischen der Schuttmenge an der Mündung der Gebirgstäler und der durchschnittlichen Tragfähigkeit der Schichtfluten hergestellt sein wird; in diesem Falle kann nur noch die Felsebene bis zu dem Gebirgsfuß ausgedehnt und weiter und weiter durch rückschreitende Erosion vergrößert werden, wodurch die Gebirge auf einen immer kleineren Raum zusammengedrängt werden. Je kleiner das Gebiet, das die Gebirge einnehmen, um so geringer ist auch ihre Höhe, um so kleiner die Niederschlagssummen, um so unbedeutender die Schuttzufuhr aus den Gebirgstälern, und um so geringer die Böschung, bis zu der die Felsebenen abgetragen werden können. Die Vorgänge, die in einem solchen Stadium tätig sind, müssen bei der allgemeinen Ausdehnung der Ebenen überaus langsam arbeiten, und

weil solche Ebenen in ariden Regionen vorkommen, sind wir zu dem Schluß gezwungen, daß sie durch irgendeinen der hier skizzierten langsamen Vorgänge geschaffen sind.

Fortführung des Staubes durch den Wind. Während alle diese Veränderungen ganz allmählich und langsam vor sich gehen, hat auch der Wind sein Werk der Erosion, Fortschaffung und Ablagerung getan, wenn es auch für die Herausbildung der allgemeinen Oberfläche weniger ins Gewicht fällt als die Tätigkeit der intermittierenden Flüsse und Schichtfluten. Wenn die Gebirge durch die Ausdehnung der Felsebenen mehr und mehr aufgezehrt werden, gewinnt auch der Wind eine größere Bedeutung, und zwar aus drei Gründen. Einmal, weil die Regenmenge infolge der Höhenabnahme der Gebirge eine Verminderung erfährt, zweitens, weil die Abhänge, an denen die gelegentlichen Fluten herabgehen, immer sanfter und sanfter werden, und schließlich, weil bei dem allgemeinen Prozeß der Einebnung der Wind einen immer besseren Zugang zu allen Teilen der Oberfläche erhält. Dazu kommt noch, daß, je ebener die Oberfläche ist, auch die Wirbelwinde um so häufiger werden, und gerade diese sind, wie überhaupt die Stürme, von besonders großer Bedeutung für den Transport des Staubes. Der Wind fegt den Sand und Staub von den höheren Teilen nach den niedrigeren und unterstützt so das Wasser in dem Bestreben, das ursprüngliche Relief zu verringern. Aber die Bewegung des Windes ist keineswegs systematisch gegen die Beckenmitte hin gerichtet, er wird vielmehr durch das Becken hindurchwehen und Sand von der zentralen Depression nach dem Fuße der Randgebirge hintreiben, während der Staub, wenn er hoch genug emporgewirbelt wird, leicht von einem Becken in ein anderes gelangt und dort fallen gelassen wird. Mit der fortschreitenden Aufzehrung der umschließenden Gebirge und der Ausdehnung der Felsebenen wird der Wind immer weniger durch die noch übrigbleibenden Rücken beeinflußt werden, die die Becken voneinander scheiden, oder sie von weniger trockenen Gebieten oder dem Meere trennen. So wird denn eine stets zunehmende Menge von Staub nicht nur von einem Becken in ein anderes getragen, sondern sogar vollständig aus der ariden Region entfernt. Diese Art des Transports bezeichnen wir mit dem Ausdruck „Fortführung des Staubes“. Die Staubmenge, die so in einem Jahre entführt wird, muß natürlich geringfügig sein, aber im

Laufe vieler Jahrhunderte kann sie einen bedeutenden Betrag erreichen, und in einem so langen Zeitraum, wie ihn die Entwicklung ausgedehnter Felsebenen erfordert, wird sie sogar einen recht beträchtlichen Wert erlangen können.

Es ist bereits darauf hingewiesen worden, wie das tiefste Becken eines großen ariden Gebietes, dem verschiedene höhergelegene Becken allmählich tributär werden, durch die Hineinschwemmung von Schutt aus einem ständig zunehmenden Entwässerungsgebiet immer höher aufgefüllt werden wird. Wir müssen jetzt hinzufügen, daß die in das zentrale Becken hineingeschaffte Schuttmenge um so geringer wird, je mehr sich die Felsebenen vergrößern und die umgebenden Gebirge an Höhe verlieren; und es muß auch noch daran erinnert werden, daß in dieser Periode der vorgeschrittenen Reife die relative Wirksamkeit des Windes als transportierendes Agens und auch seine Fähigkeit, aus dem ariden Gebiet Staub hinauszutreiben, zunehmen. Es muß dann ein Zeitpunkt eintreten, in dem die Fortführung des Staubes von der schuttbedeckten Oberfläche des zentralen Beckens der Schuttmenge gleichkommt, die von den flach eingeebneten Felsebenen hineingewaschen werden, und in einer noch späteren Zeit wird jene sogar größer werden müssen als diese, und von dieser Zeit an muß die Oberfläche des zentralen Beckens langsam erniedrigt werden. Ist es dann abgetragen, so müssen auch alle umgebenden Felsebenen durch die Erosion der Schichtfluten abgescheuert sein, so daß sie noch ein ausgeglichenes Gefälle nach dem Zentralgebiet hin bewahren. In einem späteren Stadium des Zyklus wird aller Schutt, auch aus den größten und tiefsten Becken, in der Form von Staub hinausgeschafft sein, und die ganze eingeebnete Oberfläche wird dann eine Felsebene (*IIK*, Fig. 143) darstellen. Wir werden später noch einmal auf diese wichtigen Grundsätze zurückkommen, nachdem wir gewisse andere Gegenstände behandelt haben.

Inselberge. Unterschiede in der Widerstandsfähigkeit der Gesteine können, besonders im reifen Stadium des Zyklus, einen starken Einfluß auf das Relief ausüben, indem die widerstandsfähigen Gesteinsmassen über die nachgiebigeren als Erhöhungen hinausragen werden. Eine Zeitlang wird die Umgrenzung solcher überlebender Massen ziemlich eng mit der der harten Gesteine übereinstimmen; allmählich müssen aber auch diese härteren Gesteinsmassen an Umfang verlieren, und dann wird die Grenze

nicht mehr durch die Ausdehnung der verschiedenen Gesteinsarten bestimmt werden. Jedoch auch in dem Falle, wenn keine auffälligeren Härteunterschiede vorhanden sind, werden die Teile der Urmasse, die am höchsten sind oder am weitesten von dem Entwässerungsmittelpunkt der Reife entfernt liegen, am spätesten zu der sanft geneigten Felsebene abgetragen werden, die im spätreifen und alten Stadium eine so große Ausdehnung besitzt.

Eine auffallende Besonderheit der Restberge in ariden Gebieten ist die Steilheit, mit der ihre Gehänge aus den Felsebenen aufsteigen (*K*, Fig. 142); aus diesem Grunde hat Bornhardt den Vorschlag gemacht, sie Inselberge zu nennen.[4] Restberge, die aus ganz besonders widerstandsfähigen Gesteinen bestehen, können auch im normalen Zyklus einen verhältnismäßig steilen Abfall aufweisen, und zwar in dem Stadium ihrer Entwicklung, wenn ihre Grenze mit der der widerstandsfähigen Gesteine zusammenfällt. In späterer Zeit jedoch, wenn sie an Umfang eingebüßt haben, werden ihre Hänge ganz allmählich in die umgebende Fastebene übergehen. In ähnlicher Weise sind die normalen Restberge, die nicht durch eine außergewöhnliche Härte, sondern durch ihre Lage in der Nähe der ursprünglichen Hauptwasserscheiden bedingt sind, unbestimmt umgrenzt, wahrscheinlich, weil zwischen dem Schuttgekriech und dem Fortwaschen der Bodendecke in solchen Fällen ein ganz allmählicher Übergang vorhanden ist.

Im Gegensatz dazu setzen sich die Abhänge der Inselberge arider Regionen steil bis zu ihrer Fußlinie fort, so daß hier eine scharfe Grenze zwischen Gebirge und Ebene entsteht, auch dann, wenn sie nicht durch eine Verschiedenheit der Gesteinsarten bestimmt sind. Dieser Umstand führt zu dem Schluß, daß die Abtragung der Inselberge durch einen anderen Vorgang geschieht wie die Abtragung der Ebenen, was wir schon in einem früheren Paragraphen betonten.

Das alte Stadium des ariden Zyklus: Aride Einebnung. Wenn die Inselberge zum größten Teile zerstört sind, werden die abgetragenen Felsebenen zusammen mit der zentralen Schuttebene ganz langsam in der oben angegebenen Weise durch die Fortführung des Staubes abgetragen werden, ohne jedoch eine bestimmte Beziehung zu der normalen Erosionsbasis aufzuweisen. Dieses wichtige Prinzip verdanken wir Passarge[5] als das Er-

gebnis seiner Beobachtungen in den Trockengebieten Südafrikas; es ist von keinem geringeren theoretischen Interesse als das der normalen, mit Rücksicht auf die allgemeine Erosionsbasis der Meeresoberfläche geschehenden Einebnung, wie es von Powell auf Grund seiner Forschungen in den subhumiden Regionen der südwestlichen Vereinigten Staaten aufgestellt wurde, wenn auch die tatsächliche Anwendung der Passargeschen Lehre jetzt noch ziemlich beschränkt ist, aus Gründen, die wir später kennen lernen werden.

Wir haben jetzt noch zwei andere Faktoren des ariden Zyklus näher zu betrachten, nämlich zunächst die schon einmal erwähnte Tätigkeit des Windes bei der Fortführung des Staubes aus den Trockengebieten, und dann die Frage nach den Wirkungen der Flüsse des peripherischen Gebietes, die, obgleich das Klima auch trocken ist, mit Rücksicht auf die Meeresoberfläche arbeiten und durch rückschreitende Erosion dahin streben, einen immer größeren Teil des ursprünglich zentral entwässerten Gebietes abzulenken.

Wirkungen des Windes in trockenen Gebieten. Während des Vorgangs der Einebnung war der Wind ununterbrochen in Tätigkeit, indem er den Sand vor sich hertrieb und den Staub davontrug. Hierbei haben wir vorausgesetzt, daß Regen, wenn auch in geringer Menge, vorhanden ist, so daß die intermittierenden Flüsse und Schichtenfluten die allgemeine Abtragung bestimmen. Wir wollen jetzt die Annahme machen, daß die Niederschläge überhaupt gänzlich fehlen, und daß der Wind allein den ganzen Zyklus hindurch in Wirksamkeit ist.

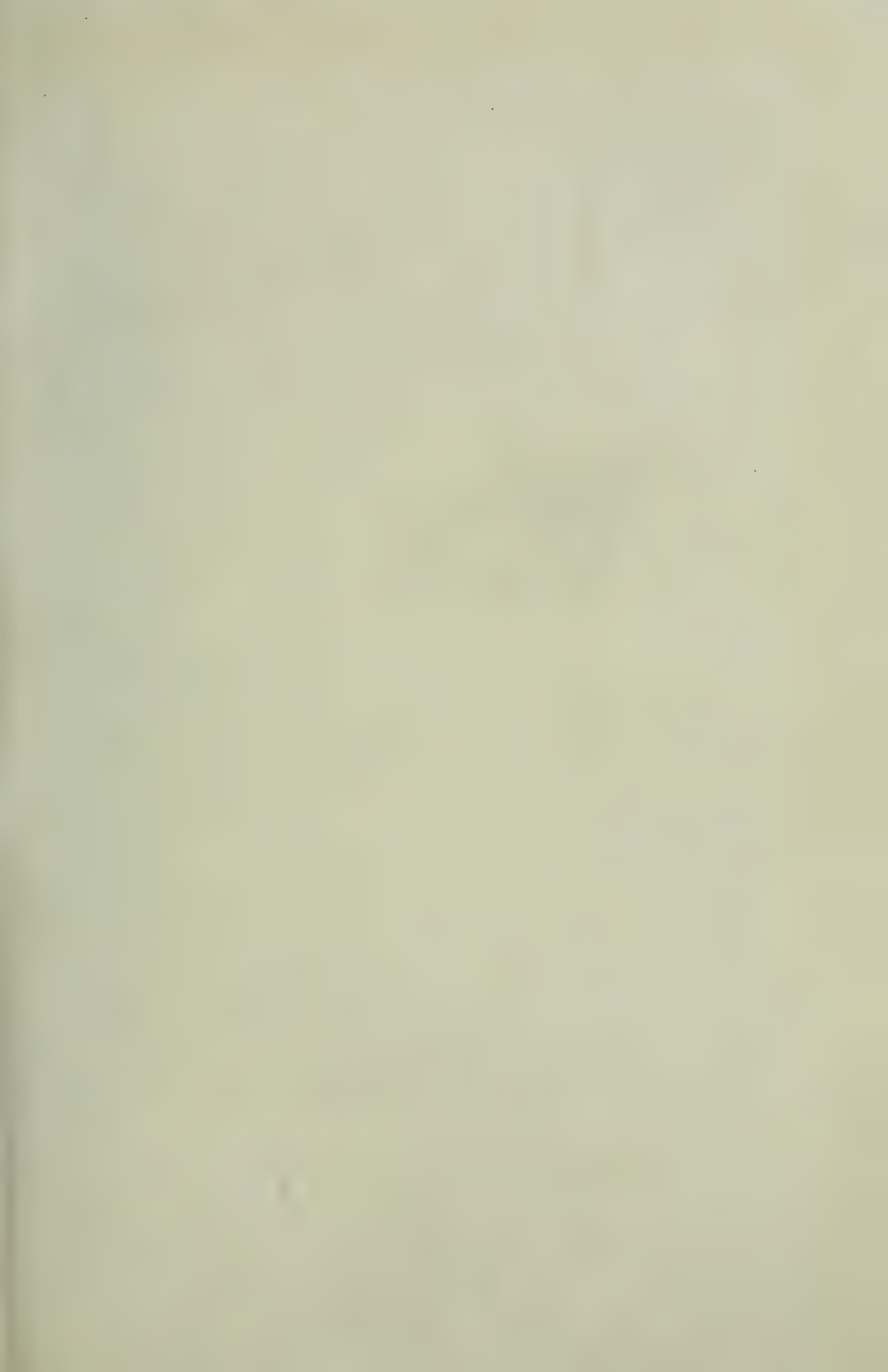
Soweit der Wind nur eine lokale Ursache besitzt, wird er die feineren Gesteinspartikelchen in der einen oder der anderen Richtung umhertreiben, aber mit der Tendenz, sie von den Urerhebungen herabzuwehen und sie in den Urbecken in der Form von Sanddünen und Staub wieder zur Ablagerung zu bringen. Der feine Staub, der entweder direkt durch die Verwitterung oder durch Zerkleinerung gröberer Körner entstanden ist, wird höher in die Luft emporgehoben und viel weiter als der Sand fortgetragen, bevor er sich niedersetzt. Da der Wind gewöhnlich auf den Höhen stärker ist als in den Niederungen, finden wir auch hier das Bestreben, die Gebirge zu verkleinern und die Becken auszufüllen: es können daher die Winde das ursprüngliche Relief vermindern.

Ist nun aber der Wind durch konstante Temperaturdifferenzen zwischen weit entfernten Gebieten bedingt, so wird er eine vorherrschende Richtung besitzen. In dieser wird dann der Staub fortgetragen und unter Umständen ganz aus dem ariden Gebiet entfernt werden, so daß dessen Höhe immer mehr abnimmt. Dieser Prozeß der Abtragung und Fortführung kann nur ungemein langsam vor sich gehen, aber wenn er lange genug auf einer stillstehenden Landmasse zu arbeiten vermag, muß er schließlich große Ergebnisse erzielen.

Es wurde bereits früher hervorgehoben, daß die gesamte Oberfläche eines ariden Gebietes, durch das der Wind hindurchfegt, dem Bette eines Flusses vergleichbar ist. Dies läßt uns verstehen, daß, wenn gewisse Teile des Gesteinsuntergrundes rascher als andere verwittern, diese vom Winde etwas ausgehöhlt werden, und es treten dann an die Stelle von Urbecken allmählich solche Becken, die durch die Winderosion geschaffen sind. Die hieraus hervorgehende Oberfläche wird ziemliche Unebenheiten mit vielen Hängen und Höhlungen aufweisen, aber sie wird keinerlei Spuren von Tälern oder Entwässerungsrinnen zeigen. Der Tiefe der Höhlungen ist eine Grenze gesetzt, wenn die Sandzufuhr von den höheren Teilen der Oberfläche den aus den Hohlformen fortgeführten Staubmassen gleichkommt.

Nun kennen wir aber auf der ganzen Welt kein Gebiet, das absolut regenlos ist, keines, das ein unebenes Relief der soeben beschriebenen Art besitzt; wir brauchen daher die von dem Winde allein ausgeübten Wirkungen nicht weiter zu verfolgen, und nur einen Augenblick wollen wir bei der Dünen- und Lößbildung verweilen, um uns dann wieder der gemeinsamen Tätigkeit von Wind und Wasser zuzuwenden.

Dünen. Es gibt Dünen der verschiedensten Art. Wo die Winde regelmäßig wehen, bilden sie lange, schmale Rücken, die parallel zur Windrichtung verlaufen, wie wir dies z. B. aus den Wüsten des nordwestlichen Indien wissen.[6] In anderen Gebieten finden wir unregelmäßig gestaltete Dünen, die durch veränderliche Winde geschaffen werden. Zuweilen kommen halbmondartige Formen vor, deren Hörner vom Winde weggekehrt sind, und die man in Arabien und Persien Barchane, in Peru Médanos nennt. Außerordentliche Höhe erreichen die Dünen in der Sahara, mit denen uns eine ganze Reihe von Beobachtern bekannt gemacht hat. Eine zusammenfassende Arbeit über die Dünen hat Sokolow geliefert.[7]





Lößlandschaft in China.
(Willis, Carnegie-Expedition nach China.)

Jedoch nicht nur in Wüstengebieten finden sich Dünen; sie kommen vielmehr überall vor, wo Sand in ausreichender Menge vorhanden ist, um vom Winde bewegt zu werden. Sie sind daher an den Meeresküsten eine ganz gewöhnliche Erscheinung, wie z. B. an den Küsten der Landes im südwestlichen Frankreich[8], oder auf der Kurischen und Frischen Nehrung[9], und auch in der Nähe von Flußläufen, bei denen zur Zeit niedrigen Wasserstandes große Sandmengen freiliegen, kann man sie beobachten.

Löß. Der aus den ariden Gebieten fortgeschaffte Staub muß sich entweder im Meere oder in benachbarten, etwas feuchteren Regionen, wo er durch eine Pflanzendecke vor weiterer Umlagerung durch den Wind geschützt ist, niederschlagen. Wenn der Staub auf diese Weise schneller zur Ablagerung gelangt, als er wieder entfernt wird, so kann er eine große Mächtigkeit erreichen, und er bildet dann eine ungemein feinkörnige, ungeschichtete Decke, die mehr oder weniger eben über Vertiefungen und Abhänge ausgebreitet ist. Derartig entstandene Bildungen werden als Löß bezeichnet. Lokal können durch Flüsse Sand und Schotter hineingeschwemmt sein. Eine Änderung der Bedingungen, die eine Verminderung der Staubzufuhr hervorruft, kann sich in einer Zerschneidung der Lößoberfläche geltend machen. Ausgedehnte Lößablagerungen überziehen die grasbedeckten Gebirgshänge, welche die inneren Becken Zentralasiens umschließen; bei einigen dauert die Ablagerung noch heute fort, andere sind jetzt zerschnitten. Ungeheure zerschnittene Lößgebiete findet man in China, wo ihre Entstehung zuerst von v. Richthofen klargelegt wurde.[10]

Genau wie im Falle der Sanddünen werden sich auch hier, wenn in einem nicht trockenen Klima Staubmassen geliefert werden, die der Wind forttragen kann, in der Nähe Staubniederschläge bilden. So sollte man meinen, daß die öden Auen aufschüttender Flüsse solche Staubmassen zu liefern vermöchten. Viele Flüsse des oberen Mississippibeckens sind umsäumt von mehr oder weniger zerschnittenen Lößwänden, deren Material aller Wahrscheinlichkeit nach von den Flüssen stammt, die während der Eiszeit ihre Talböden aufschütteten.[11]

Gemeinsame Tätigkeit von Wind und Flüssen. Wir kehren jetzt zu der Betrachtung der späteren Stadien des ariden Zyklus zurück. Wo das Oberflächenrelief beträchtlich ist, ist die Abspülung

durch die intermittierenden Flüsse ein sehr viel bedeutenderer Faktor bei der Herausbildung der Formen als die Abfegung durch den Wind. Zum Teil deswegen, teilweise aber auch aus Gründen, die im V. Kapitel dargelegt wurden, scheint es weder erlaubt noch notwendig, die großen Amphitheater, die man an den Wänden des Colorado-Cañon sieht, vorwiegend der Tätigkeit des Windes zuzuschreiben, wie das von einigen Beobachtern geschehen ist; ihre Form ist so systematisch entwickelt, daß es am besten ist, sie auf die Verwitterung, das Gekriech und die Abspülung zurückzuführen. Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß der Wind als transportierendes Agens eine sehr bedeutsame Rolle in dem Cañon spielt, aber er ist kein wichtiger, formbestimmender Faktor, da andere Vorgänge in dieser Hinsicht weit wirksamer sind.

Werden die Oberflächenformen eines trockenen Gebietes immer sanfter, so wird auch die Wirkung der intermittierenden Ströme und Schichtfluten stets geringer, während die des Windes ununterbrochen fortdauert. Tägliche Wirbelwinde sind in Flachwüsten ganz gewöhnliche Erscheinungen, und sie können durch Emporwirbeln des Staubes große Effekte erzielen. Der Wind vermag allerdings dort nur wenig auszurichten, wo durch die Fortschaffung des feinen Materials die Oberfläche ein steiniges, mosaikartiges Pflaster erhalten hat, oder wo die Tonschichten eines ausgetrockneten Sees oder einer Playa einen festen Boden bilden, oder auch, wo hygroskopische Salze eine geringe Feuchtigkeit im Boden zurückhalten und ihn nicht pulverförmig werden lassen. Aber alle diese Verhältnisse bieten nur einen zeitweiligen Schutz gegen den Wind. Die Steine werden unter dem Einfluß der Verwitterung immer weiter zerkleinert, die kleinen Bruchstücke werden vom Winde hin- und hergetrieben und liefern noch feinere Körner. Die Playa-Tone werden vom Boden losgelöst, wenn sich Trockenrisse bilden, und die Salze werden überall, mit Ausnahme der zentralen Becken, ausgelaugt und fortgespült.

Die Winde können hier und da mit der Aushöhlung von Becken in den Wüsten von kleinem Relief und besonders in den Felsebenen beginnen, und zwar überall, wo die Bildung von Sand oder Staub noch möglich ist, und damit ist der Anfang zur Zerstückelung der früher vereinigten Flußsysteme gemacht; aber bevor die Aushöhlung weit vorgeschritten sein kann,

wird sie durch einen Regenfall und die Hineinschwemmung von Schutt aufgehalten werden. Diesen für die Entwicklung der Wüstenebenen wichtigen Vorgang hat zum ersten Male ebenfalls Passarge klargelegt.[5] Daher dürfen wir sagen, daß, wenn eine ursprünglich unebene Oberfläche durch trockene Abtragung in ausgedehnte Felsebenen verwandelt wird, so ist es nicht wahrscheinlich, daß durch die Tätigkeit des Windes unter den klimatischen Bedingungen, die heute in den Wüsten herrschen, bedeutende Unebenheiten wieder hervorgerufen werden.

Die beginnende Aushöhlung der Becken wird durch die Einschwemmung von Schutt verzögert, und die ebene Oberfläche bleibt bestehen, selbst wenn sie durch Fortführung von Staub etwas abgetragen ist. Nichtsdestoweniger wird, je länger diese gemeinsame Arbeit von Wind und Flüssen andauert, das Entwässerungsnetz, das sich während der Reife des ariden Zyklus vereinigte, um so mehr in kleine, voneinander unabhängige, zentripetale Systeme zerteilt werden, die sich von der jugendlichen Entwässerung durch ihre große Zahl, ihr kleineres Areal und durch die kaum zu erkennenden Wasserscheiden unterscheiden. Die Fortführung des Staubes durch den Wind wird indessen fortdauern, und die ebene Oberfläche wird langsam erniedrigt, wenn sie auch die ganze Zeit hindurch ihre allgemeine Flachheit bewahrt. Hierin besteht wiederum ein scharfer Gegensatz zu dem normalen Zyklus, bei dem eine Abtragungsebene nicht mehr erniedrigt werden kann, nachdem sie einmal niedergelegt ist.

Während die Oberfläche einer in dieser Weise entstandenen Ebene abgetragen wird, wird das Areal der Beckenablagerungen sich verringern und das der mit der dünnen Schuttschicht bedeckten Felsebenen zunehmen; unter Umständen können sogar alle Beckenablagerungen entfernt werden, und die Felsebene wird dann unter dem Boden der tiefsten ursprünglichen Depression liegen. Ob Inselberge in einem so späten Stadium vorhanden sein können, ist noch nicht sicher. Das wird vielleicht in der Hauptsache von Gegensätzen in der Widerstandsfähigkeit der Gesteine abhängen: denn wahrscheinlich werden, wenn alle Gesteine die gleiche Widerstandsfähigkeit aufweisen, die Inselberge bereits vor der Erreichung dieses Stadiums aufgezehrt und die ganze Oberfläche dann in fast gleichmäßiger Weise abgetragen sein. Die Erniedrigung der weniger resistenten

Gesteine geht natürlich in den späten Stadien des ariden Zyklus ein wenig schneller vor sich als die der härteren, und wo diese außerdem noch in schwachem Relief erhalten geblieben sind, werden sie weniger mit Schutt bekleidet sein und daher stärker von der Verwitterung angegriffen werden können.

Erosion durch äußere, peripherische Flüsse. In einigen Gebieten erstreckt sich das Vorherrschen arider Zustände bis zum Meeresufer. An den äußeren oder peripherischen Abdachungen solcher Gegenden (*L*, Fig. 143) werden die intermittierenden Flüsse

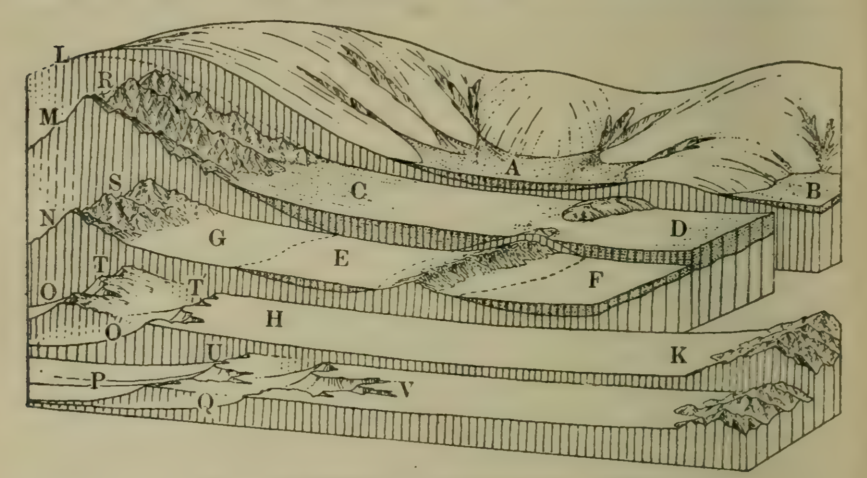


Fig. 143. Entwicklung und Zerschneidung der Felsebenen.

mit Rücksicht auf die allgemeine Erosionsbasis des Ozeans arbeiten können. Wenn ein inneres Trockengebiet ursprünglich in einer gewissen Höhe über dem Meeresspiegel gelegen ist, wie das gewöhnlich der Fall sein wird, so werden die peripherischen Flüsse (*M*, *N*, *O*) die Wasserscheide (*R*, *S*, *T*) immer weiter nach innen schieben, und auf diese Weise einen stets größer werdenden Teil des ursprünglich zentralen Entwässerungsgebietes an sich ziehen. Daher wird ein immer breiterer und breiterer äußerer Streifen durch Flußsysteme entwässert werden, die zum Meere gehen. Das Meer spielt hier dann die Rolle des tiefsten zentralen Beckens.

Es ist sehr wichtig, sich klarzumachen, daß alle die Erscheinungen der Anzapfung der höher gelegenen Beckenablagerungen, der Vereinigung der einstmals unabhängigen Entwässerungssysteme, der Abtragung der Felsebenen usw., hier mit Rücksicht auf die Meeresoberfläche vor sich gehen. Je höher die

Schuttoberfläche durch Aufschüttung in dem tiefen Becken, dem andere Becken tributär werden, steigt, um so wahrscheinlicher wird es, daß sie einen Paß überschreitet, durch den sie in das Randgebiet der peripheren Entwässerung hinübergelangt. Je tiefer die intermittierenden Flüsse (*P*, *Q*) der peripherischen Entwässerung sich unter die Urabdachung einschneiden, um so weiter werden sie in das höher gelegene, innere Gebiet (*U*, *V*) eingreifen. Es kann daher eine völlige Einebnung eines ariden inneren Gebietes, die erst nach vollständig reifer Ausbildung der inneren Entwässerung, d. h. in einem alten Stadium, einzutreten vermag, nur bei niedrig stehenden Urmassen, oder bei höheren Urmassen, die in beträchtlicher Entfernung von der Meeresküste liegen, erwartet werden. Aus diesem Grunde wählten wir auch beim Beginn dieser Betrachtung eine sehr große, trockene Urfläche, bei der wir die Anzapfung von außen her für den größten Teil außer acht lassen konnten. Hätten wir das Gebiet klein angenommen, so würden alle inneren Becken schon in einem frühen Stadium des Zyklus angezapft und das ganze Gebiet in eine Felsebene auf die normale Erosionsbasis hin umgewandelt worden sein, es sei denn, daß das kleine Gebiet tief lag. Nach einer späteren Hebung und teilweisen Zerschneidung einer solchen Felsebene während einer feuchten Klimaperiode wäre es sehr schwierig, wenn nicht unmöglich, sie von einer Felsebene zu unterscheiden, die in ihrer gegenwärtigen Höhenlage eingeebnet und dann normal zerschnitten ist, nachdem die randlichen Rücken durch äußere Erosion zerstört wurden oder ein humides Klima Platz gegriffen hatte.

Die nach außen gekehrten Abdachungen eines Trockengebietes können reichliche Niederschläge empfangen. Unter diesen Verhältnissen werden die Abhänge, an denen die stets Wasser führenden Flüsse ihre Täler einschneiden, sanfter sein, und das Rückwärtswandern ihrer Quellflüsse wird wahrscheinlich rascher erfolgen als bei den im Innern gelegenen intermittierenden Flüssen. Die nach außen gerichtete Entwässerung wird in der Zeit, in welcher das Zentralgebiet erniedrigt wird, weit nach innen zurückgreifen. Daher muß auch in diesem Falle das ursprüngliche Zentralgebiet sehr groß sein, wenn es durch aride Prozesse eingeebnet und nicht durch Anzapfung in eine normale, nach dem Meere hin entwässerte Felsfastebene verwandelt werden soll. Nach einer solchen Anzapfung kann

die Erosion im Inneren noch unter einem trockeneren Klima, als dem an der Küste herrschenden, fortdauern, aber nichtsdestoweniger wird doch das Binnengebiet mit Rücksicht auf die normale Erosionsbasis erniedrigt und eingeebnet.

Wenn aber in einem größeren Teile oder in dem ganzen Zentralgebiet einer wenig gehobenen Urmasse eine niedrige Felsebene ausgebildet ist, so kann sie durch die Fortschaffung des vom Winde hinwegtransportierten Staubes immer weiter erniedrigt werden und allmählich sogar unter den Meerespiegel zu liegen kommen. Die Entwässerungslinien einer solchen tief gelegenen Felsebene werden dann langsam auf Kosten der peripherischen Flußläufe wachsen; dieser Vorgang kann bei einer stillstehenden Landmasse solange fortdauern, bis ein Teil des erniedrigten Gebietes das Meer erreicht, das sich hineinergießt und die Felsebene überflutet.

Gegenüberstellung von Theorie und Tatsachen. Die allgemeine, deduktive Darstellung des ariden Zyklus, wie ich sie hier vorgeführt habe, ist noch so neu, und die bis jetzt in Trockengebieten angestellten Beobachtungen berücksichtigen so selten die theoretisch zu erwartenden Formen, daß es heute noch schwierig ist, Beispiele auzuführen, die dem einen oder anderen Stadium des Zyklus entsprechen. Die grundlegenden Prinzipien des oben aufgestellten Schemas gehen auf Passarge zurück, dessen langjährigen Forschungen in der Kalahari wir eine erstaunliche Fülle sorgfältiger Beobachtungen verdanken, die sich auf ein spätes Stadium zu beziehen scheinen. Passarges scharfsinnige Schlußfolgerungen über die vermutlichen Vorgänge gewisser Stadien gehören zu den besten Beispielen für den Wert der deduktiven Methode bei geographischen Forschungen. Seine Schlüsse sind so interessant, ja so wichtig, daß man es nur bedauern muß, daß er nicht das deduktive Schema für den ganzen ariden Zyklus entwickelt und veröffentlicht hat, sondern dies anderen Geographen überlassen hat, die über geringere Erfahrungen in solchen Regionen verfügen als er.

Südafrika. Es traf sich außerordentlich glücklich, daß sich mir, kurz nachdem ich Passarges Arbeiten gelesen hatte, die Gelegenheit bot, als Gast der British Association im Sommer 1905 Südafrika kennen zu lernen. Unsere Reiseroute führte uns allerdings nicht in die Kalahari, sondern in die weniger ariden Hochländer des Veldt an deren Ostrand. Es wurde unter den

Geographen und Geologen der Reisegesellschaft häufig über die Möglichkeit diskutiert, ob die sanft gewellten Hochländer und Ebenen des Innern nicht vielleicht als aride Felsebenen in ihrer heutigen Höhenlage in enger Beziehung mit den Felsebenen der Kalahari entstanden, also nicht als normale Felsebenen aufzufassen wären, die mit Rücksicht auf die allgemeine Erosionsbasis des Meeresspiegels ausgebildet wurden und erst später durch eine Hebung ihre jetzige Höhenlage erhielten.[12] Die Gründe für und wider dürften hauptsächlich folgende sein: 1. Die Formen der hochgelegenen Ebenen und der mit Ausnahme der hier und da in sie eingeschnittenen tiefen Täler sanft welligen Hochländer geben keinerlei Anhaltspunkte zur Entscheidung der Frage; sie können ebensowohl als hochgelegene Felsebenen mit innerer Entwässerung in einem ariden Klima ausgebildet, darauf durch irgendeine Veränderung in die peripherische Entwässerung einbezogen und dann zerschnitten worden sein; sie können aber auch unter ariden oder subariden Bedingungen bei peripherischer Entwässerung zu Tiefländern bis zum Meeresniveau abgetragen, dann gehoben und dadurch zerschnitten sein. 2. Der Sambesi, der nach Osten fließt, und der nach Westen gerichtete Orange sind jetzt mit der Zerschneidung des von ihnen entwässerten Hochlandes beschäftigt. Es ist sehr wohl möglich, daß diese Flüsse die Hauptlinien ehemaliger, reif oder alt vereinigter, innerer Entwässerungssysteme darstellen, die sich auf den Hochländern in ihrer gegenwärtigen Höhenlage entwickelten und später unter dem Einfluß einer Verbiegung oder infolge rückschreitender Erosion peripherischer Flußläufe sich nach außen wandten; in diesem Falle müßte man jedoch einige Andeutungen für derartige Veränderungen finden. Es ist aber auch möglich, daß diese Flüsse nur durch eine ausgedehnte Hebung wiederbelebt sind und in einem früheren Zyklus, als Südafrika als Ganzes weniger hoch lag als heutzutage, normale greisenhafte Züge besaßen; dann müßten allerdings Anzeichen einer solchen Hebung vorhanden sein. 3. Zeichnet man ein nicht überhöhtes, Ost-West gerichtetes Querprofil durch Südafrika, so sieht man, daß eine ganz geringe Verbiegung am Ost- und Westrand genügen würde, um das Innere aus seiner früheren tiefen Lage zu seiner heutigen Höhe zu heben, und es ist klar, daß die durch die Verbiegung geschaffenen Ränder in relativ kurzer Zeit nachher tief zerschnitten und bis zur Unkennt-

lichkeit zerstört werden können. Es ist gar nicht notwendig, anzunehmen, daß am Rande des Kontinents große Verwerfungen in Verbindung mit einer Erhebung des Innern stattfanden, wenn auch vielfach von solchen Brüchen bei den südafrikanischen Geologen die Rede ist. 4. In der Gegenwart sind die ostwärts fließenden Flüsse von Natal bestrebt, ihr Einzugsgebiet durch rückschreitende Erosion zu erweitern und auf diese Weise dem Veldt ein immer größeres Entwässerungsareal zu entreißen. Wenn dieser Prozeß eine so lange Zeit fortgedauert hat, wie sie für die aride Einebnung des Veldt in seiner heutigen Höhenlage erforderlich ist, und wenn die Küstenregion am Indischen Ozean ihre jetzige Lage während dieser ganzen Zeitspanne beibehielt, so müßten meiner Meinung nach diese Flüsse weit länger sein, als sie es in Wirklichkeit sind. Lag sowohl die Küste des Indischen Ozeans als auch die Urwasserscheide zwischen der inneren und äußeren Entwässerung beim Beginn des ariden Zyklus weiter im Osten als heutzutage, dann müssen wir eine frühere größere Ausdehnung Südafrikas nach Osten hin annehmen; und wenn eine solche beträchtliche Senkung seit der Einebnung des Veldt stattgefunden hat, läßt sich schwer ein Grund angeben, weshalb nicht auch die Kontinentalmasse eine entsprechende Hebung erfuhr, die eine normale Fastebene in die Höhe des Veldt brachte und ihre Flüsse wiederbelebte. 5. Ein überaus treffendes Argument hat Chamberlin angeführt. Das Kongosystem kann sich nicht in seiner jetzigen Lage über dem Meeresspiegel entwickelt haben, da dieser gewaltige Fluß an seiner Mündung Stromschnellen besitzt: Entweder ist der Fluß oder die Höhe des Landes neu. Wir können uns nun nicht gut vorstellen, daß der Kongo erst vor kurzer Zeit durch eine Änderung eines früheren ariden Klimas entstanden ist, da er in der Zone der Äquatorialregen liegt. Daher ist die Annahme sehr viel wahrscheinlicher, daß das Gebiet eine jugendliche Hebung erlitten hat, und eine ähnliche Hebung könnte dann auch den Süden des Kontinents betroffen haben.

Es scheint also keine endgültige Entscheidung über die Frage der Höhenlage des südafrikanischen Innern während seiner allgemeinen Abtragung möglich zu sein; immerhin hat jene Anschauung die größere Wahrscheinlichkeit für sich, die hier ein bis zum Meeresniveau abgetragenes Tiefland annimmt, das erst später seine heutige Höhenlage erhielt. Da Anzeichen für eine

moderne Verkleinerung des Gebietes von Südafrika durch Niederbiegung und Versenkung seiner früheren Randgebiete vorliegen, so hätten wir dadurch eine Verkürzung der Flüsse des Hochlands und eine Verminderung des Hebungsausmaßes, das sonst für die Erklärung der Erosion ihrer heutigen Täler notwendig wäre.

Tibet und Persien. Das Plateau von Tibet vermag wahrscheinlich viele Beispiele für lokale Becken zu liefern, die, wenn sie einmal genauer erforscht sein werden, eine gute Vorstellung für eine oder die andere Phase der Vereinigung der Entwässerungssysteme geben werden; allein die bis jetzt vorliegenden Beschreibungen dieses hochgelegenen Trockengebietes setzen den Leser kaum in den Stand, zu entscheiden, ob hier lokale Anzapfungen und Zerschneidung der höheren Beckenablagerungen stattgefunden haben oder nicht. Sicher ist jedoch, daß lange bevor dieses Hochland eine allgemeine Einebnung erfahren kann, zahlreiche ausgedehnte Anzapfungen am südlichen Rande sich ereignen werden, und eine solche scheint schon jetzt vor sich gegangen zu sein, wenigstens wenn wir Oldhams Beschreibung von einem Passe im oberen Sindtale in dieser Weise auffassen.[13]

Die Entwicklung der Wüstengebiete des östlichen Persien hat Huntington beschrieben, aus dessen Bericht hervorgeht[14], daß diese Landschaft heute das Stadium teilweiser Vereinigung der Entwässerungsgebiete erreicht hat, ein Ergebnis der Ablagerung gewaltiger Schuttmassen, die sich von den höheren Gebirgen aus weit hinab ausbreiten und ausgedehnte Flächen unter sich begraben, wo vielleicht viele kleine Becken verborgen liegen können.

Arizona und Sonora. Die Basin Ranges von Utah und Arizona, die wir bereits in dem Kapitel über die Gebirge ein wenig kennen gelernt haben, liegen ebenfalls in einer Landschaft, deren Entwässerung zum größten Teile das Meer nicht erreicht; eine Ausnahme macht nur der Colorado, weil seine Quellflüsse, die von den höchsten Ketten der Rocky Mountains herabkommen, genügend Wasser erhalten, um die Wüste durchqueren zu können. Wir sahen, daß dieses Gebiet bei Beginn des gegenwärtigen Zyklus sehr unebene Formen besaß, indem viele Schollen eine Schrägstellung erfuhren, durch die die gehobenen Partien in ein feuchteres Klima gerieten und auf normalem Wege frühreif oder reif zerschnitten wurden, während die gesenkten Teile unter dem Einfluß eines trockenen Klimas in ausgedehntem

Maße mit Schutt angefüllt wurden. Es ist sehr wahrscheinlich, daß hier viele ursprüngliche Becken durch die Ablagerung der Schuttmassen miteinander vereinigt worden sind, wogegen eine ganze Anzahl neuerer kleinerer Becken infolge des ungleichen Wachstums der Schuttkegel in den Binnensenken entstanden sind; es scheint jedoch, daß die gehobenen Schollen größtenteils noch nicht auf das Niveau abgetragen sind, bis zu dem der Schutt die Senken erhöht hat. Der Staubtransport durch Wirbelwinde ist hier sehr wirksam, und aller Wahrscheinlichkeit nach wird sehr viel Staub aus der ariden Region hinausgeführt.[15] Die Hinabspülung des Schuttes von den Bergen ist jedoch noch kräftiger, so daß dieses Gebiet heute vermutlich eher sich in dem frühen Stadium der Erniedrigung und Auffüllung, als in dem späteren allgemeiner Abtragung befindet. Von den weiter südlich gelegenen Binnensenken im südwestlichen Arizona und nordwestlichen Mexiko (Sonora) wird uns von McGee berichtet[3], daß sie teilweise Felsebenen zeigen, die sich mit sanfter Böschung von den Gebirgen nach den schuttbedeckten Zentralgebieten neigen, und Gelegenheit geben, Schichtfluten zu beobachten. Es kann sehr wohl sein, daß das hier erlangte Stadium viel weiter vorgeschritten ist als weiter im Norden, in Utah und Arizona. Alle diese Betrachtungen erfordern jedoch eine gründliche, kritische Erörterung der Vorgänge bei der ariden Abtragung. Eine erweiterte Darstellung der in diesem Abschnitt betrachteten Verhältnisse wird man daher am besten wohl solange aufschieben, bis die Wüstengebiete durch Beobachter, die mit dem Schema des ariden Zyklus vertraut sind, besser erforscht sind, als dies heute der Fall ist.

PRAKTISCHE ÜBUNGEN ÜBER WÜSTENFORMEN.

1. Man zeichne eine Serie von acht oder zehn einzelnen Diagrammen in einem größeren Maßstabe als Fig. 142, und zwar in der Weise, daß die aufeinanderfolgenden Formen eines zentralen, ariden Gebietes während ihrer Entwicklung von der ursprünglichen Deformation bis zur schließlichen Einebnung dargestellt werden. Um Zeit zu sparen, braucht man nur die wichtigeren Teile jedes Diagramms im Detail auszuführen.

2. Man entwerfe eine ähnliche Serie von Blockdiagrammen für die Randgebiete einer ariden Region, auf der die sukzessiven Veränderungen in der Form und Lage der Wasserscheide

zwischen den inneren und äußeren Entwässerungsgebieten zur Veranschaulichung kommen.

3. Man wähle einige der wichtigsten Teile der beiden Serien aus und vergrößere sie.

4. Man fertige eine Liste der empirischen und erklärenden Substantive und Adjektive an, die im VIII. Kapitel bei der Beschreibung der Formen eines ariden Zyklus verwendet wurden. Sollten einige erklärende Ausdrücke zu fehlen scheinen, so erfinde man neue und setze sie an die richtige Stelle in der Reihe. Wie viele Termini enthält dann die so vervollständigte Liste? Wie viele sind neu hinzugefügt worden?

5. Man beschreibe die am meisten charakteristischen Formen der beiden Diagrammserien der 1. und 2. Übung, zunächst in populärer oder empirischer, dann in technischer oder erklärender Terminologie. Hat sich dabei herausgestellt, daß noch einige andere, in der Liste der 4. Übung nicht vorkommende Ausdrücke notwendig sind?

6. Man studiere irgendeinen Bericht über eine Forschungsreise in einem Wüstengebiet, wähle diejenigen Züge aus, die am besten beschrieben sind, und zeichne Blockdiagramme von ihnen zur Darstellung ihrer genetischen Bezeichnungen zur Umgebung. Dann weise man diesen Zügen ihren richtigen Platz in der Diagrammserie von Übung 1 oder 2 an. Wenn sich irgendeiner an keiner passenden Stelle unterbringen läßt, liegt dann der Fehler in der Unvollständigkeit der Serie oder wo sonst?

7. Man mache eine Beschreibung einiger der in der 6. Übung ausgewählten Züge unter Verwendung der technischen Ausdrücke der 4. Übung. Wenn sich dabei eine Schwierigkeit ergibt, worin liegt die Ursache? Wie kann die Schwierigkeit beseitigt werden?

ANHANG.

FORSCHUNG UND DARSTELLUNG.

II. DIE KUNST DER DARSTELLUNG.

Mündlicher Vortrag und gedruckte Darstellung. Nach Beendigung einer Arbeit hat der Forscher natürlich den Wunsch, einen Bericht über seine Resultate zu verfassen und sie dem Urteil anderer vorzulegen. Es entsteht dann für ihn die Frage, ob er sie vortragen oder in einer wissenschaftlichen Zeitschrift drucken

lassen will, denn der Stil der Darstellung ist in jedem Falle ein anderer. Ein mündlicher Vortrag muß so klar sein, daß der Inhalt während des Vortrages von dem Zuhörer vollständig erfaßt werden kann; er darf daher weder so gedrungen sein, daß er undurchsichtig wird, noch so ins einzelne gehend, daß er verwirrend wirkt. Stets ist es besser, frei zu sprechen, als von einem fertigen Manuskript abzulesen, da die geschriebene Darstellung gewöhnlich so stark zusammengezogen ist, daß der Hörer nur schwer zu folgen vermag; ein gedruckter Bericht erlaubt hingegen eine mehr als einmalige Lektüre, wenn man seinen Inhalt sich ganz zu eigen machen will. Ein Vortrag ist immer schwer verständlich, wenn er zahlreiche Namen oder viele quantitative Angaben und bibliographische Notizen enthält; derartige Einzelheiten sind jedoch, wenn es der zur Verfügung stehende Raum gestattet, in einer gedruckten Abhandlung ganz am Platze. Die Anordnung des Stoffes muß bei einem mündlichen Vortrag besonders sorgfältig geschehen, da die Zuhörer keine Änderung in seiner Anordnung machen können; sie müssen den ersten Teil zuerst, und den letzten zuletzt hören, und auch das Ganze an sich vorüberziehen lassen. In einer Abhandlung sind Auswahl und Anordnung natürlich auch von großer Wichtigkeit, aber aus anderen Gründen, da der Leser ja hier in der Lage ist, Einzelheiten, die ihn nicht interessieren, zu überschlagen, und auch die letzte Seite zuerst zu lesen, wenn eine Zusammenfassung nur am Schlusse, und nicht auch am Anfang gegeben ist. Die Abfassung eines mündlichen Berichtes erfordert weiterhin eine besonders kritische Sorgfalt in der Auswahl der zu verwendenden Ausdrücke und in der Fassung der Erklärungen, so daß man beim Sprechen sogleich die richtigen Worte gebraucht, da das gesprochene Wort sich nicht wieder zurückrufen läßt, und das Ersetzen eines schlechten Ausdruckes durch einen anderen wenig schön und auch verwirrend ist. Dasselbe gilt natürlich auch von der gedruckten Abhandlung, aber die Möglichkeit einer Verbesserung ist hier weit länger gegeben und kann sogar noch in den Korrekturbogen geschehen. Die Diagramme, Zeichnungen und Karten eines Aufsatzes endlich müssen selbstverständlich ebenfalls mit möglichster Genauigkeit ausgeführt werden, während dies bei den Zeichnungen, die das gesprochene Wort begleiten, im allgemeinen überflüssig, ja vielleicht überhaupt nicht einmal wünschenswert ist.

Angesichts dieser Gegensätze ist es einleuchtend, daß ein Forscher sich schon während der Abfassung seines Berichtes darüber völlig im klaren sein muß, zu welchem Zwecke er ihn verwenden will, und daß er auch das geistige Niveau seiner Zuhörer oder Leser dabei fortwährend im Auge haben muß. Eine gewisse Übung in der Herstellung von Berichten verschiedenen Grades zu erlangen, ist daher für die Ausbildung eines jeden Studenten wichtig, der in seinen späteren Jahren eine Wirksamkeit in weiteren Kreisen zu entfalten wünscht.

Die sechs Arten der Darstellung. Die Berichte, seien es nun geschriebene, gesprochene oder gedruckte, unterscheiden sich auch in der Methode der Darstellung. Die am häufigsten angewandten Methoden kann man als erzählende, induktive, analytische, historische, systematische und regionale bezeichnen, und jede von ihnen hat ihre eigenen Vorteile. Die erzählende Methode wird man anwenden, wenn man eine vorläufige Mitteilung über die Durchwanderung neuer Länder geben will; der induktiven wird man sich in dem Falle bedienen, wenn es sich darum handelt, über Untersuchungen von relativ einfachem Charakter, bei denen eine große Zahl von Tatsachen zu einem klaren Ergebnis führen, zu berichten. Die analytische Methode findet Anwendung bei umfangreichen Untersuchungen, bei denen mehrere Hypothesen zu prüfen und eine Erklärung aufzufinden und darzulegen ist; die historische, wenn man einen Überblick über die Arbeiten früherer Forscher zu geben wünscht; die systematische, wenn die Resultate zahlreicher Studien miteinander verglichen und in bestimmter Weise angeordnet werden sollen; und die regionale endlich für das höchste Ziel geographischer Forschung, nämlich für die Beschreibung einer abgegrenzten Landschaft. Diese verschiedenen Methoden können natürlich je nach den individuellen Bedürfnissen modifiziert oder auch miteinander verbunden werden, und auch noch anderer kann man sich bedienen; hier wollen wir uns jedoch auf die Betrachtung der genannten sechs Arten beschränken und dabei zunächst die Bedingungen des mündlichen Vortrags betrachten.

Die erzählende Methode. Die Darstellung der Ereignisse, Beobachtungen und Betrachtungen in chronologischer Reihenfolge macht das Wesen dieser Methode aus, wobei ein während der Untersuchung oder der Reise geführtes Tagebuch die Grundlage bildet. Ein solches muß neben den Betrachtungen und

Beobachtungen des Autors nicht nur alle persönlichen Erlebnisse und Abenteuer, sondern auch Bemerkungen objektiver Art über die Landschaft, das Wetter, das Klima, die Pflanzenwelt, die Bevölkerung usw. enthalten. Eine taktvolle und geschickte Auswahl aus dem Tagebuch wird einen guten Eindruck von den allmählichen Fortschritten des Reisenden oder Forschers zu vermitteln imstande sein, wie auch von den verschiedenartigen Erfahrungen, die er auf seiner Reise gemacht, und von den Ergebnissen, zu denen er gelangt ist. Besondere Sorgfalt muß auf die Gegenstände von größerer Wichtigkeit verwendet werden, damit die Erzählung nicht eintönig wird. Die Zuhörer werden den Worten des Redners um so besser folgen können, wenn eine klare Darstellung des zu betrachtenden Gegenstandes zu Beginn und eine kurze Zusammenfassung der erzielten Resultate am Schlusse des Vortrages gegeben wird.

Die erzählende Methode ist sicherlich einfacher als alle andern, sowohl hinsichtlich der Komposition wie der Vorführung, und sie ist daher die, welche der Student mit Vorteil anwenden wird, wenn er zum ersten Male einen Vortrag in einem Kolloquium hält. Sie ist auch dann vor allem noch am Platze, wenn es sich mehr um Unterhaltung als Belehrung handelt, weshalb sie auch bei den mehr populären Sitzungen der geographischen Gesellschaften häufig Verwendung findet. In solchen Fällen wird man sich gewöhnlich nur weniger technischer Ausdrücke, und mehr einer empirischen als einer erklärenden Form der Darstellung bedienen, während man dann, wenn man von den Zuhörern annehmen darf, daß sie sie verstehen, weit mehr von einer technischen und erklärenden Beschreibung Gebrauch machen wird; unter diesen Umständen wird eine allgemeine, erklärende Zusammenfassung ohne jede Beweisführung sehr gut als Einleitung geeignet sein.

In wissenschaftlichen Versammlungen ist die erzählende Methode in dem Falle angemessen, wenn die sukzessiven Stadien der häuslichen Arbeit oder einer Reise so ungewöhnlichen Charakters sind, daß sie ein ebensolches Interesse beanspruchen dürfen wie die Ergebnisse, zu denen sie geführt haben. Dies wird aber natürlich bei Studenten, an die sich ja diese Betrachtungen wenden, nicht häufig eintreten; sie werden daher nur selten in der Lage sein, sich der erzählenden Methode zu bedienen, aber es wird doch für jeden recht nutzbringend sein, wenigstens einmal einen

Versuch gemacht zu haben, um so aus eigener Erfahrung ihren Wert und ihre Eigenschaften kennen zu lernen. Wenn der Redner auch häufig nur mit Bedauern gewisse Einzelheiten fortlassen wird, um seinen Bericht nicht über die ihm zur Verfügung stehende Zeit hinaus anschwellen zu lassen, so kann er sich damit trösten, daß seine Hörer seinen Schmerz nicht teilen, da sie ja gar nicht ahnen, daß irgend etwas von Interesse ausgefallen ist. Knüpft sich an seinen Vortrag nachher eine lebhafte Diskussion, so kann er diese in der Reserve gehaltenen Dinge immer noch vorbringen. In jedem Falle ist es wünschenswert, da Vollständigkeit nun einmal nicht erreicht werden kann, diejenigen Gegenstände auszuwählen, die in einem wohlgeordneten Zusammenhang stehen, und durch gemeinsame Gesichtspunkte zusammengehalten werden, da auf diese Weise die Aufmerksamkeit der Hörer am besten wachgehalten werden kann. Auch bei einer so anspruchslosen Darstellungsart wie der erzählenden muß man auf die künstlerische, anmutige Form große Sorgfalt verwenden. Man darf diese Dinge nicht so weit vernachlässigen, daß sie Veranlassung zu den wissenschaftlichen Werken gegenüber oft erhobenen Vorwurf bieten, daß sie langweilig, verworren und schwer verständlich gehalten seien. Und die auf diese scheinbaren Nebensächlichkeiten verwendete Mühe wird sich auch bei einem Redner dadurch bezahlt machen, daß sein Auditorium zu erkennen gibt, daß es nicht nur Belehrung erfahren, sondern auch mit Vergnügen seinen Worten zugehört hat.

Die induktive Darstellung unterscheidet sich von der erzählenden dadurch, daß bei ihr die Tatsachen und Erfahrungen nicht in ihrer zeitlichen Aufeinanderfolge, sondern in sorgfältig gewählter Anordnung vorgebracht werden, und zwar in der Weise, daß von den einfachsten Erscheinungen allmählich zu komplizierteren und schließlich zu fest begründeten Schlüssen fortgeschritten wird. Persönliche Erlebnisse und Betrachtungen nehmen hier nur einen verhältnismäßig geringen Raum ein. Die Reihenfolge, in der die Tatsachen beobachtet und die Verallgemeinerungen gewonnen wurden, spielt hier keine Rolle, da manche der besten und charakteristischsten Beispiele erst ganz zuletzt aufgefunden sein können, und eine recht befriedigende allgemeine Vorstellung schon zu Beginn der Arbeit, wenn auch vielleicht erst versuchsweise, erlangt sein kann. Die induktive

Darstellung muß daher vielfach die Anordnung, in der die einzelnen Gegenstände zur Kenntnis des Forschers kommen, geradezu umkehren.

Der besondere Wert dieser Methode liegt nun vor allem darin, daß der Redner seine Zuhörer auf dem direktesten Wege von seinen Beobachtungen zu seinen Schlußfolgerungen führt. Sie eignet sich daher besonders gut für den Fall, daß man über nicht allzu verwickelte Probleme sprechen will, über ein reiches Tatsachenmaterial verfügt und dieses am Ende gerade zu dem gewünschten Schlusse leitet. Ist das vorhandene Material so spärlich, daß man viel theoretisches zur Ergänzung hinzufügen muß, und sind die Schlußfolgerungen unsicher, oder kann man zwischen verschiedenen Verallgemeinerungen keine bestimmte Entscheidung treffen, dann ersetzt man diese induktive Darstellungsweise besser durch die analytische, die wir sogleich näher kennen lernen werden.

Die induktive Methode ist jedoch sehr passend für ein Auditorium, das geduldig dem Redner folgen will, wohin er es auch führen mag, und das alle seine Resultate kritiklos hinzunehmen wünscht. Sie ist weniger angebracht, wenn es sich um eine Zuhörerschaft handelt, die auf einer gleichen oder vielleicht sogar höheren Stufe als der Redner steht, und die sich daher eine eigene Meinung über die Zulässigkeit seiner Behauptungen bilden möchte; denn diese will sofort am Anfang und nicht erst am Schlusse wissen, zu welchen Anschauungen der Redner gelangt ist, damit sie imstande ist, sogleich bei ihrer Erwähnung die Bedeutung jeder einzelnen Tatsache für die Folgerungen ermessen zu können. Die Kritik wird nämlich bei einer rein induktiven Behandlung sehr erschwert, da nicht die einzelnen Erscheinungen, sondern die Schlüsse es sind, die man beurteilen will; man sollte also, wenn eine Kritik gewünscht wird, diese, wenn auch in der einfachsten Form gleich am Anfang einmal vorbringen.

Es wird häufig vorkommen, daß eine Studie sich über ein so weites Feld erstreckt, oder daß eine Forschungsreise eine derartige Mannigfaltigkeit an Tatsachen ans Licht bringt, daß eine induktive Darstellung verwirrend wirken muß. Dann muß man, da man ja gezwungen ist, die Arbeit von Wochen und Monaten auf eine halbe oder ganze Stunde zusammendrängen, und auch die Zuhörer nur eine begrenzte Zahl von Tatsachen

in sich aufnehmen können, sich darauf beschränken, einige wenige Gegenstände zu erwähnen, vieles nur kurz anzudeuten, und muß sich mit der Vorführung jener Punkte bescheiden, die möglichst viel Neues und Interessantes darbieten. Dabei ist es aber noch von großer Wichtigkeit, daß die Schlüsse nicht so handgreiflich werden, daß der Zuhörer sie schon selbst gemacht hat, ehe der Vortragende sie ausgesprochen hat, da nichts die Wirkung mehr abschwächt, als wenn der Redner am Schlusse seines Vortrags eine Behauptung als etwas ganz Neues vorführt, zu der der Zuhörer schon vor ihm gelangt ist. Ist derartiges zu befürchten, so tut man gut, das Resultat bereits in der Mitte anzugeben.

Es wird manchmal für die induktive Methode der Vorteil in Anspruch genommen, daß sie zuverlässig sei, aber diese Eigenschaft ist, besonders bei etwas verwickelteren Problemen, nur scheinbar. Wohl steht die Klarheit, mit der die Resultate einer Untersuchung aufgefaßt werden, in Zusammenhang mit der Form ihrer Darstellung, aber diese hat nichts zu tun mit der Sicherheit der Ergebnisse; sie hängt vielmehr nur von der kritischen Sorgfalt ab, mit der die Forschung ausgeführt wurde. Auch haben wir ja bereits gesehen, daß eine Schlußfolgerung, die sich mit den unsichtbaren Ereignissen der Vergangenheit beschäftigt, niemals durch Induktion allein erhalten werden kann, sondern daß Hypothesen, Deduktionen usw. herangezogen werden müssen. Wenn eine Darstellung induktiv zu sein scheint, so haben die Hörer oft ein Recht zu der Annahme, daß gewisse, wesentliche Stufen mit Stillschweigen übergangen sind, und der Redner wird sicherlich fühlen, daß, wenn derartige Auslassungen von einigen seiner Zuhörer entdeckt worden sind, diese sich eine ungünstige Meinung bilden werden, da sie damit einen Mangel an Redlichkeit oder Vollständigkeit bei ihm konstatieren.

Die analytische Methode. Sie ist dadurch gekennzeichnet, daß bei ihr, wenigstens in groben Zügen, die einzelnen Etappen dargestellt werden, die den Forscher von seinem ursprünglichen Beobachtungsfeld zu der Aufstellung verschiedener Hypothesen, zu der Erkenntnis der erfolgreichsten Hypothese gebracht haben. Diese Darstellungsweise ist daher vor allem bei Problemen anzuwenden, die eine ausgedehnte theoretische Ergänzung der Beobachtung erfordern, und ferner bei der Erörterung von Fragen, bei denen sich mehrere abweichende Anschauungen

gegenüberstehen, und vor Hörern, die eine streng wissenschaftliche Diskussion zu handhaben vermögen. Das Wesentliche der Methode besteht darin, daß sie die Fähigkeit des Forschers, strenge Beweise zu führen, enthüllt, und daß bei ihr eine solche Anordnung befolgt wird, daß die Hörer sich eine kritische Meinung über die vorgebrachten Schlüsse zu verschaffen vermögen. Hier müssen also gerade wie bei der üblichen Darstellungsform geometrischer Aufgaben die Schlüsse nicht nur am Ende, sondern auch schon am Beginn des Vortrags gegeben werden, damit die Zuhörer sie bereits kennen, wenn die Beobachtungsergebnisse, die Hypothesen und die Deduktionen besprochen werden.

Bei der kurzen Zeit, die dem Redner im allgemeinen zur Verfügung steht, kann die Analyse einer verwickelteren Untersuchung gewöhnlich nur im Abriß vorgeführt werden; bei sorgfältiger Auswahl der Hauptgesichtspunkte vermag man jedoch nicht nur die wesentlichsten Tatsachen und wichtigsten Hypothesen und die aus ihnen logisch abgeleiteten Folgerungen, sondern auch durch unparteiische Gegenüberstellung der Folgerungen und Tatsachen die bestimmenden Gründe für die schließliche Annahme einer bestimmten Hypothese und die Verwerfung der anderen klarzulegen. Es ist bereits mehrfach betont worden, daß der Redner in der Zeit, während der er sich in der Hauptsache mit der Untersuchung vergangener Vorgänge beschäftigt, eigentlich mehr Geologe als Geograph ist, aber er kann doch seine Zugehörigkeit zu der von ihm erwählten Wissenschaft dadurch kundgeben, daß er sowohl sich wie seinen Hörern klarmacht, daß, wie sehr er sich auch in frühere Zustände vertiefen mag, der dabei verfolgte Zweck doch nur ist, die Gegenwart besser beschreiben zu können.

Die analytische Darstellungsweise ist also im Gegensatz zu der induktiven und den übrigen vor allem durch die größere Vollständigkeit ausgezeichnet, mit der bei ihr die verschiedenen Stufen dargelegt werden, von denen aus der Forscher von der noch unvollkommenen, rein auf Beobachtung gegründeten Erfassung seines Problems, zu dem vollständigen Schema aufgestiegen ist, das er für die richtige Interpretation der früheren und heutigen Zustände zu halten gezwungen worden ist. Die Induktion kann, wie gesagt, zum Verständnis einzelner Gruppen einfacher Tatsachen führen. Das erhoffte Ziel der analytischen Untersuchung und Darstellung besteht dagegen in einer Er-

klärung aller untersuchten Erscheinungen und ihres Ineinandergreifens, d. h. einer klaren und überzeugenden Übersicht über die ganze Geschichte, die sie durchgemacht haben, soweit sie für das Verständnis und die Beschreibung der heutigen Verhältnisse von Wert ist. Es ist praktisch natürlich unmöglich, soweit zurückzugehen, ohne Hypothesenbildung, Deduktion, Gegenüberstellung, Revision usw. zu der Beobachtung und Induktion hinzuzunehmen.

Außer dieser ihrer Vollständigkeit besitzt aber die analytische Darstellung noch einen anderen Vorteil. Es ist bekannt, daß ein Redner seine Arbeit und sich selbst seinen Hörern am besten durch eine offene Aussprache der Gründe empfiehlt, die ihn zu gewissen Schlußfolgerungen hingeleitet haben, und es gibt keinen Weg, auf dem dies besser geschehen kann, als daß man, wenigstens im Umriß, die logisch-analytische Methode anwendet, die wir in einem früheren Anhang kennen gelernt haben. Diese Darstellungsform ist besonders zu empfehlen für die erklärende Beschreibung der Landformen; denn da jede erklärende Behandlung Irrtümern ausgesetzt ist, ist es von Wichtigkeit, sich nicht nur auf jede mögliche Weise gegen diese zu schützen, sondern auch seinen Hörern zu zeigen, daß man sich dieser Vorsichtsmaßregeln bedient hat.

Während des Fortschreitens der analytischen Darstellung muß der Redner darauf achten, daß er für keine Hypothese eine besondere Vorliebe zeigt; er darf sich nicht zum Verteidiger einer einzelnen Theorie aufwerfen oder seinen Zuhörern irgendeine Schlußfolgerung aufdrängen, sondern er muß vielmehr die Tatsachen selbst dafür sprechen lassen, welche Hypothese ihnen am besten entspricht. Er darf auch nicht den Eindruck erwecken, als ob er seine theoretischen Ergebnisse für nicht mehr verbesserungsfähig hielte, wie stark er auch von ihrer Richtigkeit überzeugt sein möge. Seine Worte müssen in jeder Hinsicht seinen Anschauungen entsprechen, und daraus folgt eben die Wichtigkeit ihrer sorgfältigen Auswahl.

Die analytische Darstellungsform verlangt von dem Redner vielleicht mehr als irgendeine andere Würdigung des dramatischen Elementes, das sich in höherem oder geringerem Grade bei jedem Vortrag einstellt, aber die Rolle des Redners ist hierbei mehr die des Regisseurs, als des Schauspielers. Er steht gewissermaßen an der Seite der Bühne und läßt seine eigene Person zurück-

treten, um seine Tatsachen, Hypothesen und die übrigen Mitglieder seiner Truppe möglichst wirksam auftreten lassen zu können; jede von ihnen muß rechtzeitig auf der Bühne erscheinen, ihre Rolle so gut wie möglich spielen und dann abtreten und dem nächsten Schauspieler Platz machen. Während er so die objektiven Elemente seines Problems möglichst klar zur Schau stellt, darf er gelegentlich auch einmal in einem kurzen Zwischenspiel für sich selbst sprechen und einige interessante, persönliche Erlebnisse einschalten, die sich auf die Entdeckung der bedeutungsvollsten Tatsachen beziehen, oder die Überraschung und Freude schildern, die ihn bei dem völlig unerwarteten Auftauchen eines glücklichen Gedankens überkam; aber alles derartige darf nur leicht berührt werden, damit nicht die Aufmerksamkeit der Hörer von dem eigentlichen Problem abgezogen wird.

Die historische Methode. Die historische Darstellungsweise erweist sich als nützlich bei der Vorführung der Arbeiten früherer Geographen, wenn auch deren Kenntnisse naturgemäß in mancher Hinsicht beschränkter waren als die unseren. Ein derartiger Aufsatz, der sich in gleicher Weise mit veralteten, wie mit erfolgreichen Gedankengängen beschäftigt, in dem auch unbedeutende Quellen mit bibliographischer Genauigkeit angegeben werden, dessen Gegenstand mehr die Darlegung der fast vergessenen Meinungen früherer Geographen als der Entwicklung unserer heutigen Kenntnisse ist, steht der Geschichte näher als der Geographie. Beabsichtigt man dagegen, den gegenwärtigen Standpunkt der Erkenntnis eines geographischen Problems zu geben, indem man seine allmähliche Entwicklung aufweist und sich dabei vorwiegend auf wichtige Arbeiten früherer Forscher bezieht, so leistet man eine geographische Arbeit von hohem Wert. Man erhält dann einen perspektivischen Blick durch die Wissenschaft, den man auf keine andere Art sich verschaffen kann, und der sich dann als besonders nützlich erweisen wird, wenn er nicht nur zeigt, welches die Fortschritte von der Vergangenheit bis zur Gegenwart gewesen sind, sondern auch den wahrscheinlichen Entwicklungsgang in der Zukunft andeutet.

Die systematische Methode eignet sich für die Darstellung von Tatsachengruppen, die in systematischer Anordnung unabhängig von ihrem Vorkommen miteinander verbunden sind; sie steht also der regionalen gegenüber, die alle Erscheinungen

vorführt, die in einem speziellen Gebiet zu finden sind. Bei ihr muß auf die Ahnlichkeiten und die Unterschiede verwandter Objekte besonders geachtet werden, und diese können dann in empirischer oder in erklärender Weise beschrieben werden. Wählt man die erklärende Betrachtungsweise, so müssen die Erklärungen vorher durch Induktion oder Analyse festgestellt sein und als etwas bereits Bekanntes vorausgesetzt werden, so daß sich die Aufmerksamkeit sogleich auf die Klassifizierung des vorhandenen Stoffes richten kann und eine Prüfung ihrer Erklärungen nicht erst vorgenommen zu werden braucht. So kann, einen wie geologischen Charakter auch die analytischen Untersuchungen zeitweilig gehabt haben mögen, der wahrhaft geographische Zweck doch aufgezeigt werden. Es folgt also die systematische Methode der induktiven, analytischen und historischen und geht der regionalen voran.

Gegenstände der systematischen Darstellungsform können alle Arten von Formen sein, die untereinander Ähnlichkeiten oder Unterschiede in der Struktur, in den Vorgängen oder in dem Entwicklungsstadium, und damit in der Form aufweisen. Es können Großformen, wie Plateaus oder Gebirge, aber auch Flüsse und Fluß- oder Talmäander sein, in jedem Falle jedoch müssen sie nach den angenommenen Prinzipien wissenschaftlicher Klassifikation angeordnet, und diese selbst müssen ausführlich angegeben werden. Es wurde bereits in dem II. Kapitel gezeigt, wie die erklärende Behandlung der Landformen unter Hinzuziehung der Deduktion die systematische Klassifizierung zahlreicher Formen vorzunehmen gestattet, die bei Annahme der rein empirischen Methode nur sehr unvollkommen dargestellt werden können.

Das allgemeine Klassifikationsprinzip besteht darin, daß man bei der ersten Unterteilung einer Gruppe verwandter Erscheinungen die verschiedenen Werte eines Elements benutzt, das allen von ihnen gemeinsam ist. Alle Landformen sind z. B. der oberflächliche Ausdruck irgendeiner Strukturart, so daß man also die Struktur zur Grundlage einer ersten Unterabteilung machen kann und sie dabei von einfachen zu komplizierteren vorschreiten läßt. Die sämtlichen Formen sind dann mehr oder weniger durch die Einwirkung äußerer Vorgänge beeinflußt worden, und man wird daher eine jede von jenen Abteilungen von neuem einteilen können, eben je nach der Art des Vor-

gangs, der auf sie eingewirkt hat. Da nun aber wieder hierzu Zeit nötig ist, so wird noch eine dritte Unterteilung auf Grund des bisher erreichten Stadiums möglich sein, und so kann man weiter fortfahren mit Relief und Gliederung oder irgendeinem anderen Element. Es wird häufig vorkommen, daß, wenn man in dieser Weise eine oder mehrere Unterteilungen vorgenommen hat, sich kein Element finden läßt, das sich mit verschiedenen Werten bei allen zuletzt gebildeten Gruppen wiederfindet; dann muß jede nach den verschiedenen Werten eines Elements eingeteilt werden, das in ihr allein enthalten ist.

Jede Formenklasse wird gewöhnlich durch ein typisches Beispiel repräsentiert, das entweder in der Natur wirklich vorhanden ist oder auch nur gedacht sein kann. Die wichtigeren Typen werden durch Diagramme veranschaulicht, und alle diese Diagramme müssen nach einem gemeinsamen Plan entworfen und in Stil und Maßstab gleichförmig sein, damit die wesentlichen Ähnlichkeiten deutlich hervortreten und die unbedeutenden Verschiedenheiten verschwinden.

Technische Ausdrücke werden selbstverständlich in einer systematischen Darstellung sehr häufig verwendet. Wenn man Grund zu der Annahme hat, daß sie dem Hörer neu sind, so ist es gut, wenn man zunächst eine Erklärung des Gegenstandes gibt und ihn, wenn möglich, durch eine einfache, graphische Darstellung veranschaulicht und erst dann sich des Terminus bedient. Führt man sofort den Namen ein, so werden die Hörer in die gefährliche Lage versetzt, sich zu einem Wort eine Vorstellung bilden zu müssen, anstatt den umgekehrten, weit sichereren Weg beschreiten zu können.

Es wurde bei der Erörterung der erzählenden Darstellung bereits hervorgehoben, daß ein Student mit Vorteil diese einfache Methode gebrauchen wird, wenn er zum ersten Male vor ein Auditorium tritt. Er muß eben schon eine sichere Übung in der analytischen Methode besitzen, wenn er die systematische anwenden will, und in der systematischen, wenn er eine regionale Darstellung versucht, da diese die schwierigste ist und eine große Vertrautheit mit allen übrigen zur Voraussetzung hat. Systematische Studien müssen demnach den regionalen stets vorausgehen, und man sollte diese nicht unternehmen, bevor man sich nicht über die Art der Beschreibung und Klassifikation, die man anwenden will, völlig im klaren ist, und nichts erleich-

tert es mehr, hierin eine Entscheidung zu treffen, als der mündliche Vortrag eines systematischen Klassifikationsschemas vor einem dafür interessierten, aber auch kritischen Auditorium.

Die regionale Methode. Die regionale Darstellung geographischer Probleme muß als das Endziel betrachtet werden, zu dem alle übrigen Methoden hinführen, da die länderkundliche Schilderung der Zweck aller geographischen Bestrebungen ist. Die Ergebnisse eines kurzen Ausflugs oder einer flüchtigen Forschungsreise kann man in erzählender Form schildern, bei der die beobachteten Tatsachen in der Reihenfolge vorgebracht werden, in der sie zur Beobachtung gelangten. Die Resultate, die sich beim Studium bestimmter Fragen ergeben, die mehr eine sorgfältige Auswahl eng zusammenhängender Formen als die Feststellung von Tatsachen in ihren lokalen Beziehungen umfassen, können induktiv dargestellt werden, wenn sie relativ einfach und analytisch, wenn sie verwickelterer Natur sind. Zahlreiche Arten von Gegenständen weisen Beziehungen untereinander auf, wenn sie systematisch dargestellt werden, und die so aufgestellten Gruppen können durch deduktive Beispiele belegt werden, wodurch der Gesichtskreis des Geographen für weitere Arbeiten sich erweitert. Aber dann bleibt immer noch die Beschreibung der verschiedenen Landformen in der besonderen Anordnung übrig, die sie besitzen, wenn sie in einem gegebenen Gebiet aufgefunden werden, und eine solche Beschreibung kann daher eine regionale genannt werden.

Die regionale Darstellung kann rein empirisch geschehen oder auch in Ausdrücken teils empirischer, teils erklärender Natur, aber für eine ernste wissenschaftliche Darstellung ist keine Methode so nützlich und auch keine so in Übereinstimmung mit dem Entwicklungsgedanken, der seit dem letzten halben Jahrhundert so viele Wissensgebiete beherrscht, wie die bewußt und absichtlich angewendete erklärende Behandlung. Beide, sowohl die empirische wie die erklärende Darstellung eines länderkundlichen Problems, sollte der Student versuchen, damit er eine Grundlage für seine Wahl zwischen der älteren und der modernen Methode erhält. Bei der rein empirischen müssen alle Bezeichnungen, wie Delta oder Vulkan, ausgeschlossen werden, da sie mehr oder weniger schon auf die Entstehung hindeuten, anstatt wie Hügel oder Ebene sich nur auf die Beschreibung der direkt beobachteten Form beschränken. Bei der erklärenden Methode

beabsichtigt man natürlich nicht, eine Erklärung zu geben, wenn man keine befriedigende zu finden vermag, aber man sollte stets nach einer solchen streben, und wenn dies nicht gelingt, so sollte man wenigstens ausführlich darauf hinweisen, warum dies nicht möglich gewesen ist.

Eine regionale Schilderung in erklärender Form sollte stets mit den Hauptcharakterzügen beginnen, nicht notwendigerweise mit den ältesten oder den jüngsten, niemals mit den weniger auffälligen, und ein kurzgefaßter Überblick über das ganze Gebiet sollte bereits am Anfang gegeben werden, damit die Zuhörer die Hauptsachen, um die es sich handelt, so rasch wie möglich kennen lernen. So müßten z. B. bei dem Gebiet des Mittelrheins oder des südlichen Zentral-Frankreich die Hochländer sofort als gehobene Peneplains von deformierter Struktur bezeichnet werden, bei denen einzelne Monadnocks aus dem Zyklus noch überleben, in dem die Peneplain zur Ausbildung kam, und bei denen während des neuen, durch die Hebung eingeführten Zyklus sich die Täler von neuem vertiefen. Gleichzeitig sollte man eine Karte verwenden, um die betrachtete Gegend vor Augen zu haben, und ein verallgemeinertes Diagramm sollte als graphisches Äquivalent des gesprochenen Wortes dienen. Nach dieser ersten, knappen Zusammenfassung werden dann die Haupttatsachen in erweiterter Form vorgeführt, und dann können zu diesem allgemeinen Umriß die verschiedenen Einzelheiten hinzugefügt werden. Geschieht dies in geschickter Weise, so wird es den Zuhörern nicht schwer fallen, jede Einzelheit nach ihrem richtigen Wert einzuschätzen und sie an den Platz zu setzen, wohin sie gehört, und wenn dann die regionale Darstellung auch die organischen Elemente der Landschaft mit einschließt, die Wälder und Felder, die Siedelungen, die Wege und die Beschäftigungsweise der Bewohner, können auch diese leicht die ihnen zukommende Stelle einnehmen.

Es ist in der Regel ein Fehler, eine länderkundliche Darstellung mit einer induktiven Aufzählung der einzelnen Gegenstände zu beginnen, sondern es ist vielmehr, wie bereits mehrfach betont, weit besser, sogleich einen gedrängten Überblick über die Hauptzüge des zu betrachtenden Gebietes zu geben, was allerdings zur Voraussetzung hat, daß das Auditorium auf derselben wissenschaftlichen Stufe steht wie der Redner; ist dies nicht der Fall, so muß man sich einen Plan ausdenken,

bei dem es vermieden wird, daß schwierige und neue Materien allzubald vorgetragen werden.

Besondere Sorgfalt muß man bei länderkundlichen Schilderungen auf die Verwendung von Namen legen. Es ist niemals von Nutzen, sondern wirkt nur verwirrend auf den Zuhörer, wenn der Redner den Namen eines unbekannten Ortes zur Bezeichnung der Lage irgendeiner Erscheinung, wie z. B. eines Kliffs oder einer Bucht, verwendet. Allgemein bekannte Namen, wie Apenninen, Nil oder Titicaca-See, kann man natürlich beliebig einführen, aber es wäre ein Fehler, zu sagen, daß bei Brisighella das Tal des Lamone die Gestalt eines eingesenkten Mäanders besitzt, da man nicht annehmen kann, daß viele wissen, wo ein so unbedeutender Ort und ein so kleiner Fluß liegen. Lokale Besonderheiten, seien es nun natürliche oder künstliche, sollten daher zunächst im Zusammenhang mit den großen natürlichen Zügen angeführt werden, und erst dann sollte man auch ihre Namen nennen. Ferner sollte auch der Redner, wenn ich hier auf diesen etwas trivial erscheinenden Punkt hinweisen darf, die Lage eines Objektes, das er erwähnt, nicht dadurch anzeigen, daß er auf eine Karte hinweist und „hier" oder „dort" sagt: dies tut der Zeigestock. Er sollte etwas mehr sagen, indem er die Angabe des Stockes ergänzt; z. B. „am Westfuße der Gebirgskette" oder „an dem südlichen Gestade des Sees". In ähnlicher Weise empfiehlt es sich, statt solcher Redewendungen wie „an dieser Seite" oder „in dieser Richtung" lieber „an der nordöstlichen Seite" bzw. „in derselben Richtung, in der der Fluß fließt" zu sagen.

Beispiel. Wir wollen uns nun einen Studenten vorstellen, der bereits in der Erzählung und Induktion, in der Analyse und Klassifizierung einige Übung besitzt und von einer Reise in die klassischen Länder zurückgekehrt ist. Er steht neben einer Karte von Italien und einem Diagramm des von ihm durchzogenen Gebietes und sagt zu seiner Zuhörerschaft: „Denken Sie sich im Hinterland ein unterjochtes Gebirge aus deformierten Kalksteinen, wo mehrere Flußläufe aus Quertälern auf ein Tiefland übertreten, das sie in südwestlicher Richtung bis zum Meere hin durchziehen. Dann stellen Sie sich in diesem Tiefland eine Gruppe von vier großen Vulkanen mit einem Durchmesser von etwa 30—40 km vor, die jedoch von nur mäßiger Höhe sind und eine ganz sanfte Böschung aufweisen, so daß sie

eine Reihe von ungefähr 150 km Längserstreckung in der Nordwest- und Südostrichtung darstellen. Nach ihrem Aufbau sind die Spitzen aller Vulkankegel durch Einsturz zerstört worden und bilden jetzt Calderas, die bei drei Vulkanen Seen enthalten, während die Caldera bei dem südöstlichsten durch jüngere Ausbrüche wieder von neuem gefüllt ist. Gleichzeitig schneiden zahlreiche konsequente Bäche flache, radiale Furchen ein, die den sanften äußeren Abfall der Kegel halbreif zerschneiden. Den aus dem gebirgigen Hinterland kommenden Flüssen ist jetzt der Weg versperrt; sie ziehen in der Vertiefung dahin, die zwischen dem unterjochten Kalkgebirge und dem Abhang der Vulkane liegt; zuweilen bilden sie einen See; aber erst bei ihrer Vereinigung haben ihre Gewässer einen Auslaß in einem breiten und niedrigen Sattel zwischen dem dritten und vierten Vulkan gefunden, und diese Stelle ist wahrscheinlich deswegen die niedrigste, weil hier die Entfernung zwischen zwei Vulkanen am größten ist. Hier haben dann die vereinigten Gewässer ein konsequentes Quertal von ungefähr 100 m Tiefe eingeschnitten und auch bereits breit geöffnet, und dann ein einfaches Delta im Meere aufgeschüttet. Die Sporne zwischen den konsequenten, radialen Bächen der benachbarten Vulkane sind an den Seiten des Haupttales abgeschnitten, wo sie durch insequente Seitentäler in kleine Hügel von ziemlich ähnlicher Gestalt aber von ungleicher Höhe aufgelöst sind, die aus Tuffen bestehen, welche auf den Tonen des prävulkanischen Tieflands oder des Meeresbodens liegen. Hier wurde nun auf einigen dieser Hügel, die sich in nichts von den übrigen unterscheiden, mit den unterjochten Kalkgebirgen im Hintergrund und den blauen Wassern des Tyrrhenischen Meeres im Vordergrund, die ewige Stadt erbaut; diese Hügel sind die ‚sieben Hügel‘ der Stadt Rom.“

Diese einleitenden Worte würden etwa vier Minuten in Anspruch nehmen. Die verschiedenen hier gebrauchten Ausdrücke — unterjochte Gebirge aus deformierten Kalksteinen, Vulkankegel mit Calderen, die deren Gipfel einnehmen, und Radialtälern, die ihre Abhänge halbreif zerschneiden, ein Fluß in der breiten Einsattelung zwischen zwei benachbarten Vulkanen mit einem konsequenten, reifen Tal und einem einfachen Delta — alles dies kann von einem Hörer leicht verstanden werden, der überhaupt erklärende, länderkundliche Beschreibungen zu verstehen imstande ist. Die gegenseitige Lage der einzelnen Erscheinungen

wird durch ein Diagramm — siehe z. B. Fig. 137 — oder durch ein nach einer Zeichnung angefertigtes Lichtbild angegeben. Schon nach Ablauf dieser vier Minuten werden daher die Hörer ein gutes Bild der wesentlichen Züge des Gebietes von Rom im Kopfe haben. Nunmehr wird man mit einer erweiterten Schilderung derselben Tatsachen beginnen, wobei die Zuhörer lernen werden, daß die Kalke des unterjochten Gebirges von ungefähr gleicher Widerstandsfähigkeit sind, da die nackten Dome gerundete Formen von grober Gliederung aufweisen, die keine auffällige Beziehung zu dem Verlauf der gefalteten Schichten besitzen, daß viele kleine Unregelmäßigkeiten in dem Lauf der konsequenten Täler auf den Vulkanhängen vorhanden sind, daß der Längsfluß in der Senke zwischen dem Kalkgebirge und den Vulkanen der Tiber ist und drei Zuflüsse aus dem Hinterland empfängt, von denen der nördlichste und längste auch den Namen Tiber trägt, während die zwei andern Nera und Teverone heißen, daß das Delta des Tiber ungefähr um fünfzehn Kilometer über die ursprüngliche Mündung hinausragt usw. So werden die Zuhörer nach acht oder zehn Minuten die dann folgenden Einzelheiten richtig verstehen können, also z. B. das Vorkommen verschiedener kleinerer Calderen in den abgestumpften südöstlichsten Vulkankegeln, die Mäander des Tiber, die Entstehung der Wasserfälle von Tivoli durch Travertinausscheidungen an der Mündung eines ehemals normalen und reifen Tales usw.

Gedruckte Abhandlungen. Wenn man die in der Natur der Sache liegenden Unterschiede zwischen einem mündlichen Vortrage und einer gedruckten Abhandlung berücksichtigt, so können die oben gegebenen Anweisungen für die verschiedenen Arten der Darstellung auch für gedruckte Aufsätze in wissenschaftlichen Zeitschriften gelten, aber einige ihrer Eigentümlichkeiten, besonders wenn sie länger und eingehender sind, erfordern noch eine kurze Betrachtung. Beim Niederschreiben einer Abhandlung muß man sich vor Augen halten, daß eine ganz enorme Menge von Druckwerken in unserer heutigen Zeit produziert wird, und daß selbst innerhalb der Grenzen einer einzigen Wissenschaft ihre Anzahl so groß ist, daß sie von einem einzelnen nicht mehr gelesen werden kann. Will daher ein junger Autor seine Chancen, gelesen zu werden, erhöhen, so muß er besondere Sorgfalt auf leichte Verständlichkeit seiner Ausführungen verwenden, und einige Ratschläge für

Unerfahrene zur Erreichung dieses Zweckes mögen daher hier ihren Platz finden.

Vor allem bei ausgedehnteren Abhandlungen wird der Leser sehr dankbar sein, wenn er ein kurzes Résumé des Inhalts schon in der Einleitung vorfindet, da sie gerade wie bei dem mündlichen Vortrag es dem Leser ermöglicht, bei der weiteren Lektüre die Bedeutung jedes einzelnen Teiles für das Ganze zu erfassen. Und noch einen anderen Vorteil gewinnt der Leser auf diese Weise: er kann sich diejenigen Teile auswählen, die für ihn wichtig sind, und das übrige ungelesen lassen, und dies wird in unserer Ära der literarischen Überproduktion dem Autor die Dankbarkeit aller erwerben, die sich für den Rest seiner Arbeit nicht weiter interessieren.

Auch die Seitentitel und Absatzüberschriften sind durchaus nicht gleichgültig für den Leser. Die ersteren werden allerdings ja meistenteils von dem Herausgeber oder dem Verleger bestimmt, aber wenn die Verfasser häufiger gegen die so allgemein verbreitete Form protestierten, so würde man auch in dieser Beziehung bald zu besseren Zuständen gelangen. Denn es hat für den Leser, der z. B. einen Band einer „Zeitschrift für Geomorphologie" zur Hand nimmt, gar keinen Wert, wenn er auf jeder Seite den Namen der Zeitschrift findet. Dasselbe gilt von den Büchern: anstatt daß z. B. auf jeder linken Seite „A. Müller" und auf jeder rechten „Geographie von Uruguay" steht, sollte vielmehr auf der linken der Kapiteltitel und auf der rechten der auf beiden Seiten behandelte Gegenstand angegeben werden. Einen weit größeren Einfluß hat der Autor gewöhnlich auf die Überschriften der Absätze, und auch in diesem Punkt muß auf den Leser Rücksicht genommen werden. Eine solche Überschrift sollte zum mindesten alle ein bis drei Seiten eingefügt werden, eine häufigere Verwendung ist im allgemeinen nicht notwendig und auch nicht angemessen. Wenn dann alle diese Absatzüberschriften mit ihren Seitenzahlen am Anfang einer längeren Abhandlung in einer Inhaltsübersicht noch einmal zusammengefaßt werden, wird es um so angenehmer für den Leser sein.

Der Stil bei Zitaten wird gleichfalls vielfach vernachlässigt. Die Titel aller benutzten Bücher und Aufsätze werden am besten am Schlusse der Abhandlung oder bei einem Buch am Ende jedes einzelnen Kapitels zusammengefaßt, und sie müssen stets absolut genau und vollständig sein. Anmerkungen in Fußnoten,

vor allem in der abgekürzten Form wie „loc. cit.“, „op. cit.“, „a. a. O.“ sollte man möglichst vermeiden, da sie die Lektüre stets stören; durch kleine, in den Text eingefügte Zahlen kann man sehr bequem auf eine andere Arbeit verweisen. Die Literaturübersicht am Schlusse soll den Namen und den Anfangsbuchstaben des Vornamens des Verfassers, den vollständigen Titel seiner Arbeit und die Zeit und den Ort ihres Erscheinens enthalten bzw. in abgekürzter Form den Namen, den Band, die Jahreszahl und die erste und letzte Seite der Zeitschrift. Man kann auch das Erscheinungsjahr und die Seite im Text in Parenthese nach der Nennung des Autornamens anführen, z. B. „Müller (08, 372)“, wobei man dann natürlich auch den Verfasser in die Klammer setzen kann: am Ende der Abhandlung oder der einzelnen Kapitel des Buches werden dann alle Autoren in alphabetischer Anordnung aufgeführt. Der Vorteil dieser Methode liegt darin, daß, wenn wiederholte Verweise auf die Arbeit eines und desselben Verfassers gemacht werden, die Seitenzahl für jedes Zitat im Text angegeben ist, der Titel dagegen nur an einer Stelle genannt zu werden braucht. Da wir nun einmal von technischen Dingen reden, so mag auch noch darauf hingewiesen werden, daß bei Sonderabzügen die Paginierung der Zeitschrift, aus der sie stammen, beibehalten werden sollte, und daß auch der Name der Zeitschrift, Band und Jahreszahl auf ihnen verzeichnet sein müssen. Ein Außerachtlassen dieser Regel ist nur allzuhäufig die Ursache falscher Zitate und führt außerdem zu nutzloser Zeitvergeudung, wenn man gezwungen ist, auf das Original zurückzugehen, obwohl man sich im Besitz eines Separatabdruckes befindet.

Von größerer Wichtigkeit als diese immerhin mehr unbedeutenden Dinge ist die illustrative Ausstattung eines Aufsatzes. Gerade in geographischen Aufsätzen sollte von Karten, Diagrammen und Zeichnungen ein viel ausgedehnterer Gebrauch gemacht werden, als es gewöhnlich geschieht, besonders da die Herstellung einer Abbildung nach einer Federzeichnung heutzutage ungefähr so billig ist wie der Druck des Textes von demselben Umfang. Das Fehlen von Zeichnungen suchen manche damit zu entschuldigen, daß sie nicht zeichnen könnten. Dies durfte man in früheren Zeiten gelten lassen, aber in der Zukunft wird man es für einen Mangel in der Ausbildung des Autors erklären müssen. Es werden allerdings in unseren Tagen etwas zu

häufig nichtssagende und uninstruktive Photographien veröffentlicht. Eine gute Photographie einer charakteristischen Stelle, von einem gut ausgewählten Standpunkt aus aufgenommen, wird immer vorzügliche Dienste leisten; hat man aber eine solche nicht zur Verfügung, so tut man besser, ein verallgemeinertes Diagramm zu geben. Reiseberichte mehr erzählenden Charakters sollten von einer leicht lesbaren Routenkarte und von Bildern, Photographien oder Zeichnungen der Hauptzüge der durchreisten Landschaft begleitet sein. Abhandlungen von induktivem Charakter sollten ebenfalls geeignete Figuren beigegeben werden, die jene Verhältnisse zur Anschauung bringen, auf denen die Verallgemeinerungen aufgebaut sind, und außerdem daneben von schematischen Diagrammen, welche die wesentlichen Elemente der Verallgemeinerungen zusammenfassen. Analytische und systematische Arbeiten können ebensowohl Diagramme gedachter Formen als auch Zeichnungen entsprechender tatsächlicher Formen enthalten. Zusammenhängende Blockdiagramme, wie die Fig. 142 und 143, sind in diesem Falle recht wertvoll, da sie die normale Aufeinanderfolge einer Reihe komplizierterer Formen gedrängt zur Darstellung bringen und damit sehr wesentlich zum Verständnis des Textes beitragen. Man hat allerdings Ursache zu der Annahme, daß der volle Wert graphischer Illustrationen bisher noch nicht ausgenutzt ist, und daß auf diesem Gebiete sicherlich noch gar manche Forschritte erzielt werden können. Regionale Darstellungen werden von Karten und Abbildungen begleitet werden, und besonders auch von vereinfachten und verallgemeinernden Diagrammen, auf denen die Anordnung der Hauptzüge einer Landschaft so klar und schön hervortritt; Umrißkarten und Profile sind weit weniger für diese Zwecke geeignet.

PRAKTISCHE ÜBUNGEN IN DER BESCHREIBUNG VON LANDFORMEN.

Anmerkung. Wenn jede der sechs Arten von Beschreibungen, die in dem vorhergehenden Nachtrag behandelt wurden, für Anfänger, mittlere Semester und ältere Studenten angefertigt werden, so werden sich achtzehn verschiedene Beschreibungen ergeben. Wird nun wieder jede von diesen achtzehn in kurzer, mittlerer und detaillierter Form hergestellt, so erhält man vierundfünfzig Beschreibungen.

1. Man wähle eine der in früheren oder folgenden praktischen Übungen genannten Karten aus und fertige eine kurze, elementare Erzählung und eine ebenfalls kurze, technische Erzählung einer gedachten Reise durch das dargestellte Gebiet an.

2. Man nehme eine andere Karte und mache einen induktiven Bericht von mittlerer Länge von einigen einfachen, dort zur Anschauung gebrachten Problemen, z. B. der normalen Beziehung reifer Seitentäler und eines Haupttales an ihren Vereinigungspunkten. Dann fasse man den Bericht kürzer zusammen.

3. Man wähle eine problematische Frage, die in den vorhergehenden oder folgenden Kapiteln behandelt ist, aus und behandle sie analytisch, indem man durch geeignete Paragraphenüberschriften die sukzessiven Stufen der Beobachtung, Hypothesenbildung usw. angibt. Derartige Probleme wären z. B.: die Entwicklung subsequenter Täler, die Einebnung im ariden Zyklus, der glaziale Ursprung von Seen, Fjorden oder seitlichen Hängetälern.

4. Man nehme einige der in den Übungen genannten Karten, die verschiedene Beispiele einer Formengruppe darstellen, z. B. Cuestas, Vulkane oder Küstenformen, und mache eine mittlere oder detaillierte systematische Beschreibung, wobei man die beobachteten Beispiele durch abgeleitete ergänzt. Man füge zu der Beschreibung geeignete Blockdiagramme hinzu.

5. Man nehme eine andere Karte und mache eine kurze, mittlere und ausführliche regionale Beschreibung des Gebietes unter Hinzufügung einiger Blockdiagramme. Man achte darauf, wie die regionale Beschreibung durch die frühere Übung in systematischer Beschreibung unterstützt wird.

Literaturnachweise zu Kapitel VIII.

1. J. Walther. Das Gesetz der Wüstenbildung. Berlin 1900.
   Davis. The geographical cycle in an arid climate. Journ. of Geol., XIII 1905, 381—407. Geographical Essays. Boston 1910, 296—322.
2. I. C. Russell. Present and extinct lakes of Nevada. Nat. Geogr. Monogr., I, 1895, 101—132.
3. W J McGee. Sheetflood erosion. Bull. Geol. Soc. Amer., VIII, 1897, 87—112.
4. W. Bornhardt. Zur Oberflächengestaltung und Geologie Deutsch-Ostafrikas. Berlin 1900. Siehe S. 27, 34—39.
5. S. Passarge. Die Kalahari. Berlin 1904.
   —, Rumpfflächen und Inselberge. Z. D. Geol. Ges., LVI, 1904, Monatsber. 193—215.

S. Passarge. Die Inselberglandschaften im tropischen Afrika. Nat. Wochenschrift, N. F. III, 1904, 657—665.

6. Indian Atlas, 1 inch = 4 miles. Bl. 9 SW, 11 NE, NW, 18 NE, SW, SE, 19 NE, SE, 20 NE, 31 SW, 32, 33 NW.

7. N. A. Sokolów. Die Dünen. Bildung, Entwicklung und innerer Bau. Berlin 1894.

G. Braun. Entwicklungsgeschichtliche Studien an europäischen Flachlandsküsten und ihren Dünen. Veröff. Inst. f. Meereskunde, Berlin, XV, 1911.

8. Carte de France 1 : 80000. Bl. 170, 180, 191, 202, 203, 214.

9. G. Berendt. Geologie des kurischen Haffes und seiner Umgebung. Schr. phys.-ökonom. Ges. Königsberg, IX, 1869, 131—238.

A. Bezzenberger. Die kurische Nehrung und ihre Bewohner. Forsch. D. Landes- u. Volksk., III, 1889, 161—300.

10. F. v. Richthofen. China. I. Berlin 1877. Siehe S. 156—184.

11. B. Shimek. The genesis of loess, a problem of plant ecology. Proc. Iowa Acad. Sc., XV, 1909, 57—75.

—, The loess of the Paha and River-ridge. Ebenda, 117—135.

12. Davis. Observations in South Africa. Bull. Geol. Soc. Amer., XVII, 1906, 377—450.

13. H. B. Medlicott and W. T. Blanford. A Manual of the Geology of India. 2. Aufl. von R. D. Oldham. Calcutta 1893. Siehe S. 464.

R. D. Oldham. Note on the glaciation and history of the Sind Valley, Kashmir. Rec. Geol. Surv. India, XXXI, 1904, 142—161.

14. E. Huntington. The basin of eastern Persia und Sistan. Pumpellys Explorations in Turkestan. Carnegie Inst. Washington 1905, 217 –317.

15. W. Cross. Wind erosion in the plateau country. Bull. Geol. Soc. Amer., XIX, 1908, 53—62.

IX. KAPITEL.

DER GLAZIALE ZYKLUS.

Nivales Klima und glaziale Erosion. Das nivale Klima ist dadurch gekennzeichnet, daß mehr Schnee niederfällt, als lokal weggeschmolzen werden kann. Aller Schnee, der nicht geschmolzen wird, häuft sich an und verwandelt sich allmählich in Eis, das langsam an den Abhängen in ein milderes Klima, wo es schmilzt, oder in das Meer hinabkriecht, wo es zum Abbrechen und Fortschwimmen gelangt. Bei dem Zyklus der glazialen Erosion oder dem glazialen Zyklus, wie wir ihn auch kurz nennen können, wird daher die Stelle der schmalen, sich schnell fortbewegenden Flüsse des normalen Zyklus von mächtigen, trägen Eisströmen eingenommen; aber gerade wie die Verwitterung und das Schuttkriechen an den ihnen ausgesetzten Oberflächen die Tätigkeit der Flüsse unterstützen, so treten sie in ähnlicher Weise auch bei den Eisströmen ergänzend hinzu.

Der Ausdruck „glaziale Erosion" soll hier in doppeltem Sinne gebraucht werden. Streng genommen bezeichnet er eine Form der Erosion, die mehr oder weniger direkt durch das kriechende Eis selbst ausgeführt wird, und in diesem Sinne spricht man häufig von Glazialerosion: sie besteht in dem Abscheuern feiner Teilchen und im Losreißen kleiner oder großer Blöcke vom Boden des Gletscherbettes, wie auch in dem Schleifen der subglazialen Schuttmassen. Hierbei wird der Gletscher, genau wie die Flüsse, unterstützt durch den Gesteinsschutt, den er mit sich schleppt; nur das Losreißen großer Felsstücke durch Reibung unter hohem Druck scheint keine Analogie bei den Flüssen zu besitzen. Andererseits kann man unter glazialer Erosion in einem allgemeinen Sinne außer den eben genannten auch noch manche andere Vorgänge verstehen, wie die Erosion durch subglaziale Wasserläufe, die Zerstörung der Gesteine am Boden des Gletschers durch Gefrieren und Wiederauftauen, wie sie durch Druckschwankungen ohne Temperatur-

änderungen hervorgerufen werden, und die gewöhnliche Verwitterung an der aus dem Eise emporragenden Landoberfläche. So kann man davon sprechen, daß die Alpentäler durch die glaziale Erosion sehr starke Veränderungen erlitten haben, gerade wie man sagt, daß die Täler normaler Gebirge durch die Flußerosion eingeschnitten werden, wenngleich in beiden Fällen wohl zu beachten ist, daß auch andere Prozesse, und nicht nur die direkte Wirkung des Eises oder des Wassers an dem Ergebnis beteiligt gewesen sind.

Die gegenwärtigen Gletscher. Die offenbare induktive Grundlage für die Betrachtung der glazialen Erosion besteht in dem Studium der heutigen Gletscher, die sich in den höheren Gebirgsregionen gemäßigter Breiten und in tieferer Lage in den Polargebieten finden. Nur wenige Gebiete der physischen Geographie haben ein so großes Interesse erregt wie gerade dieses. Die Bedingungen des Fallens und der Anhäufung des Schnees, die allmähliche Umformung der Schneekristalle in Firnkörner, die Verdichtung des Firns zu kompaktem Gletschereis, bei dem die körnige Struktur noch gewahrt ist, die zahlreichen Probleme, die die Struktur und die Bewegung der Gletscher bieten, die Schwankungen der Eisströme in ihrer Abhängigkeit von klimatischen Veränderungen kurzer Periode, das Verhältnis des Eises zu seinem Felsbett: alle diese Gegenstände, wie auch die Formen der heute von Gletschern eingenommenen Gebirge verdienen in hohem Grade das detaillierte Studium, das man ihnen gewidmet hat und noch ständig widmet. Wir können an dieser Stelle uns nicht weiter mit der Struktur, der Bewegung und den anderen physikalischen Eigenschaften der heutigen Gletscher beschäftigen, da wir uns hier auf die Betrachtung der Formen beschränken müssen, die durch die großen Gletscher der geologischen Vergangenheit geschaffen worden sind. Eine ausgezeichnete Darstellung der heutigen Gletscher haben uns Heim, Heß und Hobbs[1] gegeben, mit Vorteil wird man auch die Beschreibungen arktischer Gletscher von v. Drygalski[2] und Chamberlin[3] lesen. Für die diluviale Vergletscherung kann ich hinsichtlich der geologischen Verhältnisse auf J. Geikies „Great Ice Age"[4] verweisen, speziell für die Alpen ist Penck uud Brückners großes Werk „Die Alpen im Eiszeitalter"[5] unentbehrlich.

Wie die Gletscher der Gegenwart, so sind natürlich auch die Flüsse eines besonderen Studiums wert; aber wir haben uns

hier nur so weit mit der Potamologie beschäftigt, als es für die allgemeine Auffassung des normalen Zyklus, bei dem die Flüsse in der Hauptsache die Skulptur des Landes bestimmen, nötig war. Die logische Deduktion, mit Hilfe deren einzelne Fälle aus allgemeinen Prinzipien hergeleitet wurden, hat uns jedoch dabei sehr wesentlich unterstützt. Wir wollen nunmehr versuchen, dieselbe Methode auf den Zyklus der glazialen Erosion anzuwenden. Wir wollen irgendwelche Formen annehmen, auf denen die glaziale Erosion ihr Werk beginnt, aber doch darauf bedacht sein, sie so zu wählen, daß ähnliche Formen jetzt in der Natur vorkommen oder früher einmal existiert haben. Darauf wollen wir die Folgerungen ableiten, die sich aus einer lange fortgesetzten Tätigkeit der Gletscher ergeben müssen; wir werden erkennen, daß eine dünne Eiskappe, die fast unbeweglich auf einem ebenen Plateau oder einem Tiefland lagert, ungefähr in gleicher Weise schützend wirkt wie ein See unter ähnlichen Verhältnissen, daß dagegen ein mächtiger Gletscher mit starkem Gefälle, der sich rasch in einem Tale abwärts bewegt, weit zerstörender wirkt als ein Wildbach. Dann werden wir schließlich die Ergebnisse unserer Deduktionen mit beobachteten Tatsachen vergleichen, und wenn wir dann eine hinreichende Übereinstimmung feststellen, so werden wir annehmen dürfen, daß unsere anfänglichen Voraussetzungen ebenso wie unsere Schlußfolgerungen im wesentlichen richtig sind; ist das nicht der Fall, so muß sich eben irgendwo ein Irrtum in unsere Untersuchungen eingeschlichen haben.

Der glaziale Zyklus. Bei einem vollkommen ausgebildeten glazialen Zyklus müssen wir uns die Schneegrenze im Meeresspiegel oder doch ganz in dessen Nähe gelegen und die ganze Landoberfläche — mit Ausnahme von steil aufragenden Erhebungen — von Schnee und Eis bedeckt denken, bis eine ursprünglich gehobene Landmasse zu einer ausdruckslosen Ebene abgetragen ist. Es wird wahrscheinlich eines Tages durch scharfsinnige Kombination von Beobachtung und Deduktion möglich sein, die charakteristische Formenserie für das junge, das reife und das alte Stadium eines derartigen vollendeten glazialen Zyklus aufzustellen, aber tatsächliche Beispiele, die wir den gedachten Formen verschiedener Stadien eines solchen Zyklus gegenüberstellen könnten, werden sich kaum in der Natur finden lassen. Es wird daher nutzbringender sein, solche

Fälle zu betrachten, wo eine Landform ein bestimmtes Zerschneidungsstadium in einem normalen Erosionszyklus erreicht hat, und dann durch eine Klimaänderung der glazialen Erosion für kürzere oder längere Zeit unterworfen wurde, worauf dann durch eine neue Klimaänderung die normalen Verhältnisse wieder eintreten. Mit anderen Worten: unsere Untersuchung der glazialen Erosion wird sich in der Hauptsache mehr auf die Darlegung der kurz dauernden Vergletscherungen, wie derjenigen des Eiszeitalters, als auf den idealen, vollständigen, glazialen Zyklus richten. Da die Literatur über diesen Gegenstand außerordentlich umfangreich ist, so können wir nur eine sehr beschränkte Anzahl von Arbeiten hier anführen.

Verbindungen normaler und glazialer Erosion. Man kann sich alle Arten von Kombinationen der Strukturen, Vorgänge und Stadien denken. Eine Landmasse von beliebiger Struktur kann in einem beliebigen Stadium des normalen Erosionzyklus einer mäßigen oder bedeutenden Vergletscherung anheimfallen, und die hier angenommenen Klimaänderungen können mit oder ohne Veränderungen in der Höhenlage der Landmasse vor sich gehen; nach einer kurzen oder länger andauernden Vergletscherung kann dann wieder ein normales Klima einsetzen. Die bei der systematischen Beschreibung der sich ergebenden Landformen anzuwendende Methode wird dieselbe wie bei der Behandlung der unterbrochenen Zyklen sein, d. h. wir werden versuchen, zunächst das Stadium der normalen Erosion festzustellen, das erlangt war, als die Vergletscherung einsetzte, dann das Stadium glazialer Erosion, das erreicht war, als die Gletscher wieder verschwanden, und schließlich das später gewonnene Stadium normaler Erosion. Selbstverständlich wird dann, wenn ein weit vorgeschrittenes Stadium postglazialer, normaler Erosion vorhanden ist, bei einer geographischen Beschreibung der erste und zweite Punkt abgekürzt oder vielleicht ganz übergangen werden können. Ist die Vergletscherung von sehr langer Dauer, so verlieren die präglazialen Formen ihre geographische Bedeutung, wie interessant sie auch vom geologischen Standpunkt aus sein mögen. Wenn dagegen die postglaziale normale Erosion nur einen geringen Betrag aufweist, und wenn die Vergletscherung verhältnismäßig kurze Zeit währte, so erfordert die erklärende Beschreibung der sich ergebenden Formen die Behandlung aller drei vorhin genannten Entwicklungsperioden.

Es wäre für einen Geographen, der auf seinen Reisen nach Landformen glazialen Ursprungs sucht, sehr vorteilhaft, wenn er seine Muße dazu benutzte, um, so weit es möglich ist, die verschiedensten Kombinationen von normaler und glazialer Erosion auf Strukturen verschiedener Art abzuleiten. Dadurch wird er seinen Schatz an idealen Beispielen vermehren und seine Fähigkeit im Erkennen und Beschreiben der entsprechenden wirklichen Formen steigern; er muß jedoch immer imstande sein, die abgeleiteten Formen so zu verändern, als es die Beobachtung erfordert. Für uns dürfte aber die Vorführung nur eines Falles genügen: nämlich der eines reifen oder spätreifen Hochgebirges, das von mächtigen lokalen Talgletschern für eine mäßige Zeitdauer eingenommen war, seit deren Verschwinden jedoch erst eine so kurze Zeit verstrichen ist, daß die Veränderungen durch die postglaziale Erosion nur geringfügig sind. Wir werden voraussetzen, daß die lokalen Gletscher vorwiegend als erodierende Agentien wirken, wenn sie auch an ihren unteren Enden eine ablagernde Tätigkeit ausüben. Diesen Typus stellen uns vor allem die Alpen dar, wir werden aber später noch einige andere Beispiele kurz erwähnen.

Es wäre recht nützlich, wenn uns dazu der Raum zur Verfügung stünde, auch noch einen anderen Fall zu betrachten, nämlich einen alternden Gebirgsrumpf, der vor nicht langer Zeit von einer ausgedehnten, aber nicht lange andauernden Eisdecke überkleidet wurde. Hier würde das Eis in der Hauptsache abtragend wirken, indem es den Schutt auf den peripheren Flachländern ausbreitete und ablagerte. Das Laurentische Hochland Kanadas in seinem Verhältnis zu den Prärien der nördlichen Vereinigten Staaten könnte uns hier als Beispiel dienen.

Die glazialen Skulpturformen der Gebirge. Bei der deduktiven Erörterung der Skulptur der Gebirge durch die Gletscher müssen wir also zunächst das Stadium feststellen, das der normale Erosionszyklus vor Eintritt der Vergletscherung erreichte. Unterläßt man dies, so kann man kein klares Verständnis des Ausgangspunktes der glazialen Vorgänge und daher auch keine Vorstellung von ihrer Wirkungsweise und von den Formen, die sie hervorrufen, gewinnen. Wir wollen nun jetzt eine Gebirgsgruppe von starkem Relief annehmen, die als Ganzes ein spätreifes Stadium erlangt hat, aber bei welcher die höheren, zentralen Partien noch einige reife, scharfe Kämme aufweisen.

Es ist demnach das Vorkommen aller jungen und abnormen Formen ausgeschlossen: die Haupttäler sind gut ausgeglichen, weit geöffnet und ohne Seen, Schluchten oder Wasserfälle; die Seitentäler vereinigen sich sämtlich gleichsohlig mit den Haupttälern; alle oberen Täler müssen sich in jener zarten Weise verzweigen, wie sie schmalen Wasseradern eigen ist, und selbst hier müssen ausgeglichene Flußbetten und Talgehänge vorwalten. Solche Gebirge können nicht nadelförmige Spitzen, hohe Steilwände, enge Schluchten oder zahlreiche Seen und Wasserfälle besitzen. Eine willkürliche Vereinigung reifer und junger Formen war vielleicht vor einem halben Jahrhundert erlaubt, als man noch glaubte, daß die Erosionsvorgänge unsystematisch arbeiten, so daß sie alle möglichen Formen in beliebiger Kombination schaffen können. Daß die Zeit für so willkürliche Annahmen vorbei ist, darüber ist man sich heute völlig einig, aber es ist noch selten der Fall, daß die systematische Verbindung normaler Gebirgsformen, die zu einem gegebenen Erosionsstadium gehört, bewußt zum Ausgangspunkt von Betrachtungen über die glaziale Erosion gemacht worden ist. Die Angabe des zu Beginn der glazialen Erosion erreichten Stadiums der normalen Erosion ist jedoch gerade so wichtig wie bei dem Studium von verworfenen Gebieten die Feststellung der Form, die die Oberfläche besaß, als die tektonischen Bewegungen einsetzten.

Gletscher-Systeme. Wir nehmen nun an, daß die mittlere Jahrestemperatur unseres gedachten, unterjochten Gebirges sich so weit erniedrigt, daß der Schneefall zunimmt, aber ohne daß sich die totale Niederschlagsmenge wesentlich ändert. Unter diesen Umständen werden die Flüsse, welche in die umgebenden niedrigeren Gebiete hinabfließen, so ziemlich ihre frühere jährliche Wasserführung bewahren, in ihrem Oberlauf werden dann jedoch Gletscher an ihre Stelle treten, und die höheren Gebirgshänge werden von Schnee bedeckt sein. Jede Gruppe der kleinen oberen Gletscher wird sich zu einem breiten und mächtigen Hauptgletscher vereinigen, der in dem Haupttal herabkriecht und bei seinem weiteren Vorrücken an Größe verliert; in der Nähe seines unteren Endes wird sich unter ihm ein Wasserlauf entwickeln, der schließlich als ein schmaler, schnell fließender Fluß aus ihm hervorbrechen wird. Der schmale Strom wird dieselbe totale Wassermenge fortführen, wie der gewaltige träge dahinschleichende Gletscher im oberen Tale; sein Verhalten

wird aber durch die Menge und Korngröße des Gebirgsschuttes, den er von dem Gletscher empfängt, wie auch durch Schwankungen in seinem Wasserstande stark beeinflußt sein. Allerdings können Gletschersysteme von der Art, wie wir sie hier vorausgesetzt haben, die also in Firnreservoiren der höheren Regionen ihren Ausgang nehmen und mit einer schmalen Zunge in den Tälern, *L* (Fig. 144), oder mit einer breiten Fläche (*M*) in dem vorgelagerten Tiefland endigen, nicht mit normalen

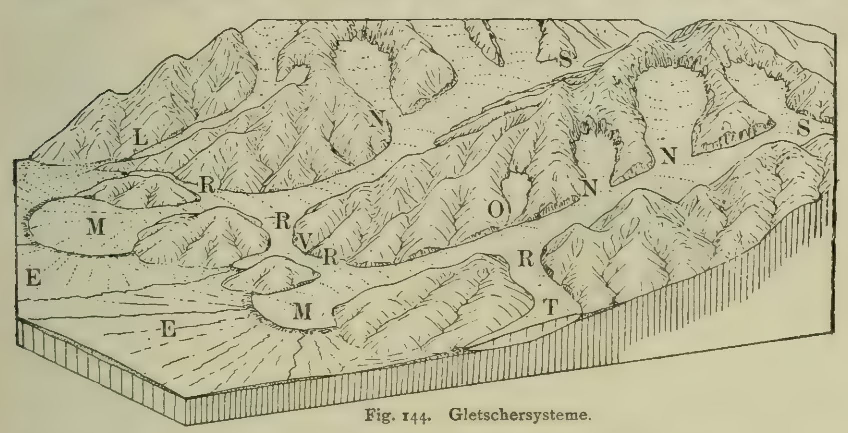


Fig. 144. Gletschersysteme.

Flußläufen, die sich ins Meer ergießen, verglichen werden, eher mit solchen Flüssen, die von einem Gebirge in ein trockenes Tiefland gelangen, wo sie infolge von Verdunstung verschwinden; ihre Länge schwankt mit jeder Änderung des Wetters, gerade so wie die der Talgletscher mit den säkularen Schwankungen des Klimas. Auch darf man nicht vergessen, daß ein sich langsam fortbewegender Gletscher einen relativ bedeutenderen Teil ($^1/_{20}$ bis $^1/_4$) des Talquerschnittes einnimmt (Fig. 62), während ein rasch fließender Strom nur einen ganz geringen Bruchteil ($^1/_{1000}$ oder $^1/_{10000}$) beansprucht. Daher arbeitet in einem Gebirgsland bei dem normalen Erosionszyklus die Verwitterung auf ausgedehnten Flächen, Flüsse und Ströme nur auf sehr kleinen Teilen der Oberfläche, wogegen im glazialen Zyklus die Flächen, die der Verwitterung ausgesetzt sind, die vom Eise bearbeiteten nicht beträchtlich übersteigen werden. Es möge an dieser Stelle bemerkt werden, daß das breite, von dem Gletscher eingenommene Talstück hier „Gletschertrog“ genannt wird.

Bei geringer Firnanhäufung kann ein kurzer Gletscher von seinen Nachbarn abgesondert bleiben, *O* (Fig. 144), bei größerer

vereinigen sich mehrere Nebengletscher, *N*, *N*, um einen Stammgletscher zu bilden. Wenn wir eine große Tiefe der Firnflächen und Talgletscher voraussetzen, wird es häufig vorkommen können, daß die Gletscheroberfläche einen Sattel über einen Paß zwischen zwei Talenden bildet, wie bei *S*, oder daß sie eine Lücke, *R*, in dem Kamme, der ein Tal einschließt, überschreitet. Dieser letztere Fall, den man als Diffluenz bezeichnet, wird besonders häufig eintreten, wenn ein großer Gletscher bis zu den Fußhügeln eines Gebirgszuges vorrückt; hier können die Täler, die wohl tief genug sind, um den Lauf eines vorglazialen Flusses in engen Grenzen zu halten, durch den Gletscher bis zu solcher Höhe ausgefüllt sein, daß dieser übertreten und einzelne Arme aussenden kann, die sich dann z. T. mit ähnlichen diffluierenden Abzweigungen benachbarter Gletscher, *V*, vereinigen, oder in Täler, *T*, gelangen, die sonst ganz frei von Eisbedeckung sind. Auf diese Weise können benachbarte Gletschersysteme sich zu einem Netzwerk vereinigen, das den Verzweigungen der Flußsysteme ganz unähnlich ist. Ist das präglaziale Relief nun stark, so wird dieses Netzwerk nur wenig entwickelt sein, ist es dagegen schwach, so kann es eine sehr verwickelte Gestalt annehmen.

Allmähliches Fortschreiten der glazialen Erosion. Wir müssen nunmehr untersuchen, welche Wirkungen die Gletschersysteme, die wir in den Tälern eines unterjochten Gebirges angenommen haben, hervorbringen werden. Man hat vielfach die Talgletscher für sehr kräftige erodierende Agentien erklärt; einige Beobachter wollen jedoch die erodierende Kraft des Eises auf ein sehr geringes Maß beschränken; sie erkennen, daß das kriechende Eis den präglazialen Schutt fortschleppen und den unter ihm liegenden festen Fels bis zu einem gewissen Grade scheuern kann, aber sie leugnen, daß die glaziale Erosion einen wesentlichen Einfluß auf die Gebirgsskulptur ausgeübt hat. Andere Forscher behaupten wiederum, daß die direkte Beobachtung der Gletscher genüge, um zu beweisen, daß diese gegenwärtig ihr Bett zu erodieren imstande seien, das Gesteinsmaterial unter hohem Druck über den Felsboden hinwegzuführen und langsam große Blöcke loszureißen, die vorher mehr oder weniger durch Klüfte gelockert waren; wenn ein großer Gletscher sich kräftig fortbewegt und lange Zeit ausdauert, so muß er demnach große Ergebnisse erzielen. Findet man, daß das dünne Ende eines Gletschers über lockere Schotter vorschreitet, ohne sie wegzu-

räumen, so erklärt sich dies dadurch, daß das Eis an dieser Stelle so viele Gesteinsfragmente mit sich führt und vorfindet, daß es nicht alle sogleich fortschleppen kann; es möge dafür auch auf die analogen Erscheinungen bei Flüssen hingewiesen werden. Meine eigenen Erfahrungen haben mich zu der Annahme einer kräftigen glazialen Erosion geführt; aber bei dem Fehlen unserer Kenntnis von der Dauer einer Glazialperiode scheint es mir nicht angemessen, zu behaupten, daß die Gletscher große erosive Wirkungen ausgeübt haben, nur weil sie eine große erosive Kraft besessen haben können. In jedem Falle können sie ihr Werk nur nach und nach vollendet haben, und der beste Weg, um zu sicheren Schlüssen über das Maß ihrer Tätigkeit zu gelangen, dürfte zunächst eine Untersuchung der Formen sein, die die Gletscher schaffen würden, wenn sie für kürzere oder längere Zeit auf eine Gebirgsmasse von gegebener Form einwirkten, und dann eine Prüfung in verschiedenen Gebirgszügen, ob die Formen, die einer kurzen oder lange andauernden Vergletscherung eigentümlich sind, sich tatsächlich erfüllen. Hierbei wird die Erkenntnis der vorher aufgestellten wichtigen Prinzipien von hervorragender Bedeutung sein, nämlich einmal, daß jede von der Glazialerosion ausgeübte Wirkung nur nach und nach geschehen kann, daß also die Formen in einem frühen Vergletscherungsstadium ganz unähnlich denen späterer Stadien sein müssen, und daß schließlich diese Formen, da sie zu den breiten Trögen und verhältnismäßig schmalen Verwitterungsoberflächen gehören, von denen, die durch die schmalen Kanäle und breiten Verwitterungsoberflächen eines Flußsystems erzeugt sind, auffallend verschieden sein müssen.

Der Gletschertrog. Es dürfte bei dem heutigen Stande unserer Kenntnisse der physikalischen Eigenschaften der Gletscher recht schwierig sein, zu bestimmen, ob ein Gletscher, der von einem reifen Flußtale Besitz ergreift, den Talboden abtragen oder aufschütten wird. Wir wollen daher die vorläufige Annahme machen, daß ein großer Gletscher, der sich verhältnismäßig schnell bewegt, tatsächlich seinen Trog beträchtlich vertieft und erweitert, und daß die Talschlüsse durch die scheuernde und reibende Tätigkeit der dort lagernden Firn- und Eismassen ausgehöhlt und vergrößert werden. Wir haben dann zu untersuchen, welche Folgerungen sich aus diesen Voraussetzungen ergeben,

wenn der Gletscher eine gewisse Zeit hindurch das Tal eingenommen hat.

Vier Stadien sind in Fig. 145 dargestellt. Im Hintergrunde liegt ein reifes, ausgeglichene Hänge, *AB*, zeigendes Tal, das einen Gletscher, *BC*, enthält. Druck allein kann keine Erosionswirkung hervorrufen, Bewegung und Druck müssen zusammen arbeiten, und wir wollen daher das Vorhandensein eines ziemlich mächtigen, kräftig sich bewegenden Gletschers voraussetzen. Die größten Erosionswirkungen werden sich dann wahrscheinlich dort finden, wo die vereinigte Tätigkeit des Eisdruckes und der Eisbewegung ihr Maximum erreicht, und das wird in der Mitte des Gletscherbettes sein, nicht an den Rändern. Der präglaziale Schutt wird rasch entfernt werden; dann wird das verwitterte Gestein fortgeschafft, und schließlich der darunter liegende harte Fels angegriffen und je nach Struktur und Festigkeit geschrammt und gescheuert werden. Auf diese Weise wird das reife präglaziale Tal, *JFG*, nach einer kurzen Vergletscherungsperiode etwas vertieft und in den Gletschertrog, *JHG*, verwandelt werden, die Oberfläche des Gletschers wird von *D* bis *E* erniedrigt, und an jenen Teilen des Talgehänges, an denen das Eis gleichfalls gearbeitet hat, wird der abgescheuerte Fels heraustreten. Besitzen die Gesteine in der Längsrichtung des Gletschers eine verschiedene Widerstandsfähigkeit, so wird das Längsprofil der eben ausgeglichenen, vorglazialen Talflur, *MN* (Fig. 146), einige Unebenheiten aufweisen; z. B. eine widerstandsfähige Schwelle, *C*, oberhalb deren ein flaches Becken, *E*, und unter-

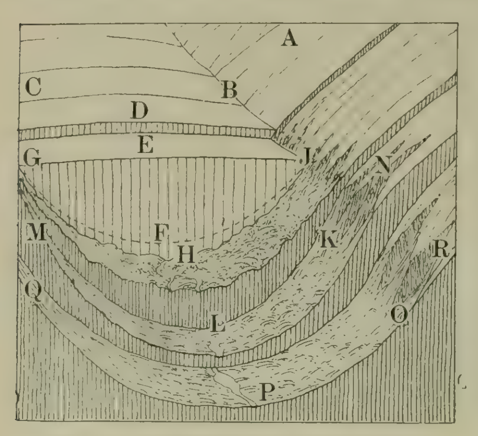


Fig. 145. Entwicklung eines Gletschertroges.

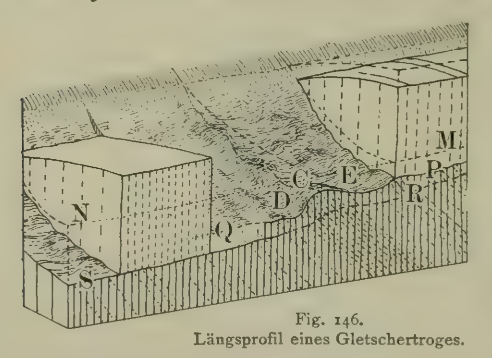


Fig. 146.
Längsprofil eines Gletschertroges.

halb eine Gesteinsstufe, *D*, vorhanden ist; solche Unebenheiten stehen in ungefähr dem gleichen Verhältnis zu der Tiefe des Gletschers wie die entsprechenden im Bette eines jungen Flusses zu der Tiefe dieses Flusses. Eine Verschiedenheit in der Widerstandsfähigkeit der Gesteine, die hinreichend ist, um Becken, Schwellen und Stufen zu erzeugen, braucht sich nicht in einer sichtbaren Änderung des Gesteins zu äußern; ein Wechsel in der Zahl oder Anordnung der Schicht- oder Kluftflächen kann zur Schaffung solcher Unebenheiten, wie sie in Fig. 146 dargestellt sind, völlig genügen.

Da die subglazialen Wasser zwischen dem Eis und dem Felsbett fließen, so werden sie eine enge Schlucht durch die Schwellen und in die Stufen einsägen; man darf aber nicht vergessen, daß derartige Flüsse erst in der Nähe des Gletscherendes zu beträchtlicher Wassermenge gelangen, denn der gesamte Niederschlag, der einen großen, langsam sich bewegenden Gletscher zu bilden ausreicht, kann nicht in derselben Talstrecke einen schnell strömenden Fluß hervorbringen. Ein mächtiger Gletscher und ein rasch fließender, sich einsägender Fluß können daher nicht zusammen in demselben Abschnitt eines Tales vorkommen. Aus diesem Grunde müssen wir die erodierende Wirkung subglazialer Flüsse für relativ gering ansehen. Die Verwitterung oberhalb des Gletschers während der ersten Veränderungen des präglazialen Tals wird einen kleinen Betrag erreichen, und die Rücken, die den Talgletscher einschließen, werden etwas erniedrigt, ohne jedoch dabei ihre Formen wesentlich zu ändern.

Zieht sich nun der Gletscher zurück, so wird sein Trog ein unebenes Felsbett, *JHG* (Fig. 145), haben, das viele kleine Vertiefungen und Buckel zeigen wird, die den Einfluß, den Kluftflächen, Schichtung und andere strukturelle Verhältnisse auf die scheuernde und sprengende Tätigkeit des Eises ausgeübt haben, erkennen lassen werden. Die Buckel werden an der einen Seite, wo sie von dem Gletscher gescheuert sind, gerundet, an der anderen Seite jedoch mehr oder weniger steil sein. Die Seiten des Troges werden steiler und rauher als vorher geworden sein. Zahlreiche Buckel werden namentlich an den Stellen auftreten, wo herausragende Sporne durch eine kurz dauernde Vergletscherung nur unvollkommen entfernt werden konnten. Einen derartig gestalteten Gletschertrog werden wir als sehr jung

bezeichnen. Ein schmales Wässerchen wird seinen Lauf durch den Trogboden nehmen; in den Vertiefungen wird es sich zu kleinen Seen erweitern, oftmals vor einem Buckel sich teilen und um diesen herumfließen, und in Schnellen und Wasserfällen über die Gesteinsstufen hinwegeilen. Kurz: der Fluß wird seine ausgleichende Tätigkeit in dem Trogboden beginnen. Bald werden die Seen in Sümpfe verwandelt, die Schwellen und Stufen durch Schluchten zerschnitten sein. Der nackte Fels, der an den übersteilten Trogwänden heraustritt, wird an seinen Klüften und Spalten verwittert sein, die auf diese Weise eine Zeitlang von beträchtlichem Einfluß auf die Entwicklung der Kleinformen sein werden. Gesteinsmassen, die durch die Verwitterung von den steilen Trogwänden losgelöst werden, werden sich an den unteren Hängen in Form von Schutthalden anhäufen und damit das Auffüllen des vertieften Troges und die Wiederherstellung ausgeglichener, schuttbedeckter Talseiten erleichtern.

Wir wollen jetzt eine längere Vergletscherungsperiode annehmen. Dann wird der Trog stärker vertieft und die Gletscheroberfläche entsprechend erniedrigt werden, so daß Teile der Trogwände, die der Gletscher bereits gescheuert hatte, frei liegen. Es wird in diesem Falle die rückschreitende superglaziale Verwitterung darauf gerichtet sein, eine rasche Denudation und Zerschneidung, *KN* (Fig. 145), der vorher ausgeglichenen Gehänge herbeizuführen. Wenn jedoch die Vertiefung des Troges sich ihrer Grenze nähert, dann muß die Geschwindigkeit des Gletschers abnehmen; dann wird die weitere Vertiefung immer langsamer vor sich gehen, und der Trog wird immer sanftere, ebenere Formen erhalten, so daß er ein regelmäßig gestaltetes, frühreifes Querprofil, *KLM* (Fig. 145), und ein einfaches Längsprofil, *RS* (Fig. 146), mit ganz flachen Schwellen und Becken erhält. Wenn der Gletscher in diesem Stadium verschwindet, wird der Trog deutlich übersteilte Wände und einen übertieften Boden aufweisen.

In dem Falle, wenn die Austiefung schneller vor sich gegangen ist, als die Verbreiterung des Tales, hat man zuweilen den daraus sich ergebenden Trog als ein U-förmiges Tal bezeichnet; diese Bezeichnung ist aber nicht ausreichend, weil sie die Beschreibung der oberen Hänge vergißt, die sich, wenn auch jetzt etwas zerschnitten, doch in einer Art öffnen, daß der Buchstabe U sie überhaupt nicht zur Darstellung bringt.

Man täte daher besser, von einem U-förmigen Troge am Boden eines offenen V-förmigen Tals zu sprechen. Bergstürze und Erdrutsche werden an den Gehängen solcher Tröge nach dem Rückgang des Eises häufig vorkommende Erscheinungen sein, da die Seitenwände ja eine große Steilheit besitzen; hinter den abgerutschten Massen kann auch ein See gebildet werden.

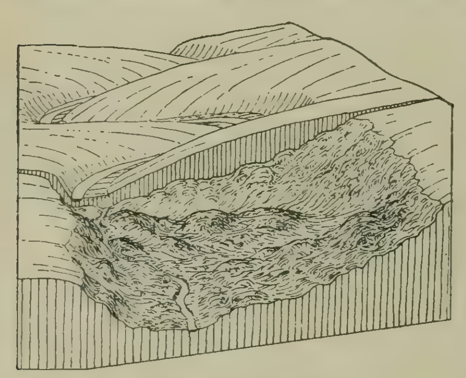
Wenn wir eine noch länger währende Vergletscherung annehmen, kann auch die Vertiefung des Troges noch weiter, aber nur sehr langsam fortschreiten, und dann wird wahrscheinlich die Verbreiterung größer sein, so daß das Trogquerprofil unter entsprechender Veränderung des über dem Gletscher liegenden Gehänges in OPQ umgewandelt wird. Wir müßten erwarten, daß die Seiten des Tales, weil sie durch die Verbreiterung des Troges unterschnitten werden, einer sehr kräftigen Zerschluchtung, OR, ausgesetzt sind. Zieht sich dann das Eis zurück, so werden wir den weit geöffneten Kanal als einen vollreifen Trog bezeichnen, nicht als einen U-förmigen, da ja die Seitenwände nicht mehr vertikal und parallel sind.

Es dürfte sehr wahrscheinlich sein, daß ein Gletscher, der von einem spätreifen Tale mit sanftem Gefälle, wie es also z. B. ein spätreifes Längstal in einem unterjochten Rückengebirge aufweisen wird, Besitz ergreift, im Beginn seiner Tätigkeit größere Wirkungen in der Verbreiterung seines Troges als in dessen Vertiefung entfalten wird, und in diesem Falle werden die Trogwände niemals eine derartige Steilheit erhalten können, daß der Trog als U-förmig beschrieben werden kann. Die häufig anzutreffende Behauptung, daß Flußtäler V-förmig, Gletschertäler dagegen U-förmig seien, entspricht daher in mehrfacher Beziehung nicht den Tatsachen. Junge, normale Erosionstäler sind in der Tat scharf V-förmig, aber reife und alte Täler zeigen gänzlich andere Formen. Ebenso können junge, stark vertiefte Gletschertröge U-förmig sein, aber nur dann, wenn die Vertiefung rasch erfolgt ist; in einem reifen Stadium der Vergletscherung werden sie niemals so gestaltet sein, sie müssen dann vielmehr weit geöffnet sein und abgeböschte Gehänge zeigen. Aus diesem Grunde ist es gerade so wichtig bei der glazialen Erosion wie bei der normalen, das Entwicklungsstadium der entstandenen Formen zu betrachten.

Abgestumpfte Sporne. Ein normales, reifes Tal besitzt stets viele kleinere Seitentäler, deren Wasserläufe sich mit dem

Hauptfluß gleichsohlig vereinigen. Die Seitentäler sind voneinander durch Sporne getrennt, die sich häufig so weit in die Hauptwindungen hinein erstrecken, daß die Spornenden der beiden Talseiten übereinandergreifen, wenn man stromabwärts oder -aufwärts blickt. Eine normale Talflur mitsamt ihrem Flußlauf ist daher gewöhnlich von einem niedrig gelegenen Aussichtspunkte aus nur auf eine geringe Entfernung hin sichtbar. Den extremsten Fall dieser Art zeigen die Täler mit eingesenkten Mäandern (Fig. 51), bei denen die Sporne noch nicht entfernt sind. Hier kann man sogar selbst von einem höher gelegenen Punkte aus oft nicht mehr als die allernächsten Windungen überschauen.

Wenn ein ziemlich großer Gletscher ein normales Tal innehat, so steigt er über die Spornenden hinweg, und alle Sporne werden dann einer kräftigen Erosion unterworfen. In einem frühen Stadium werden die Überreste der Sporne sich von dem unebenen Trogbett als zahlreiche, große und kleine Buckel abheben; in einem späteren Stadium werden die Buckel jedoch gänzlich oder beinahe ganz aufgezehrt sein, und die Spornenden werden in abgeschnittene, dreieckige Facetten, *H* (Fig. 148), auslaufen. Nach dem Rückgang des Eises wird der reife Trog durch das Fehlen der hervorragenden Sporne gekennzeichnet sein; von der Spitze einer Spornfacette wird man gewöhnlich einen großen Teil des ausgeräumten Trogbettes überblicken können. Besaß das präglaziale Tal sehr scharf ausgebildete Mäander (Fig. 147, Hintergrund), so werden sich noch Überbleibsel der Sporne in einem frühreifen Troge leicht erkennen lassen (Vordergrund). Der obere Abschnitt des gewundenen Rhue-Tales, oberhalb Bort, im französischen Zentralmassiv, wurde z. B. von einem kleinen Gletscher des Cantal eingenommen und in der hier angegebenen Weise umgestaltet.[6]


Fig. 147. Wirkung der glazialen Erosion auf ein gewundenes Tal.

Es wird häufig von denen, die an eine Wirksamkeit der glazialen Erosion nicht glauben wollen, hervorgehoben, daß ein

Gesteinsbuckel, der aus einem vergletschert gewesenen Talboden aufragt, die Unfähigkeit des Eises, ein Tal zu vertiefen, klar beweist: mußte nicht das Eis ihn entfernt haben, wenn es das Tal bedeutend vertieft hat? Diese Bemerkung ruht auf stillschweigenden Voraussetzungen; entweder, daß der Buckel seine heutige Form in vorglazialer Zeit erhalten hat, oder, daß die glaziale Erosion stets vollständig wirkt und nicht fortschreitend, d. h. daß sie alles leisten muß, wenn sie überhaupt etwas leistet. Beide Voraussetzungen sind aber nicht haltbar. Es hat viel mehr für sich, einen solchen Buckel als den unaufgezehrten Überrest einer weit größeren präglazialen Gesteinsmasse zu betrachten, die gänzlich entfernt worden wäre, wenn er von geringerer Größe und Widerstandsfähigkeit, oder wenn die glaziale Erosion stärker und von längerer Dauer gewesen wäre.

Vereinigung von Tälern. Es ist jetzt über hundert Jahre her, daß Playfair die Beziehungen an Talvereinigungen mit folgenden Worten ausgesprochen hat: „Every river appears to consist of a main trunk, fed from a variety of branches, each running in a valley proportionate to its size, and all of them together forming a system of vallies, communicating with one another, and having such a nice adjustment of their declivities, that none of them join the principal valley either on too high or too low a level; a circumstance which would be infinitely improbable, if each of these vallies were not the work of the stream that flows in it.“[7] Wenn man im Jahre 2000 den Fortschritt unserer Wissenschaft überschauen wird, wird es Erstaunen erregen, daß Playfairs Gesetz der Talvereinigung, wie wir es nennen können, von den Beobachtern des 19. Jahrhunderts, die sich mit den Formen vergletscherter Gebirge beschäftigten, so allgemein übersehen wurde; man wird darauf aufmerksam machen, wie lange es gedauert hat, bis man die Hängetäler vergletscherter Gebirge richtig erkannt, und wieviel früher die richtige Erklärung dieser auffallenden Züge entdeckt worden wäre, wenn eine allgemeinere Anwendung der deduktiven Methode bei geographischen Untersuchungen stattgefunden hätte.

Zwei Fälle muß man hierbei auseinanderhalten: das Seitental kann eisfrei geblieben sein, oder es kann einen Gletscher beherbergt haben, der sich mit dem Hauptgletscher vereinigte.

In dem zuerst genannten Falle, der in Fig. 148 dargestellt

ist, wird die Vertiefung und Verbreiterung eines Gletschertroges in dem Haupttal bewirken, daß nach dem Verschwinden des Eises das seitlich einmündende Tal, *E*, über dem Haupttrogboden, *G*, hängt.[8] Das Haupttal ist dann „übertieft" und, wie man auch sagen könnte, „überweitet", da die stufenförmige Mündung des Seitentales zum Teil auch mit der Verbreiterung und nicht allein mit der Vertiefung des Troges zusammenhängt; jene Ursache des Hängens kann in gewissen Fällen sogar einen höheren Betrag erreichen als diese. Der seitliche Zufluß wird an der Trogwand herabstürzen und beginnen, eine Schlucht unter der Mündung des Hängetales einzusägen, — die „gorge de raccordement" der französischen Autoren —, und es wird gleichzeitig am Boden des Haupttroges ein Schuttkegel entstehen. Die Verlängerung des Gefälles des Seitentalbodens nach der Mitte des Haupttroges, *EF*, gibt uns ein Mittel zur Schätzung der Tiefe der glazialen Erosion, *FG*.

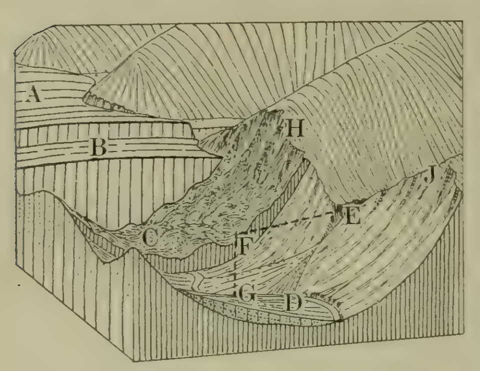


Fig. 148. Entwicklung eines nicht vergletscherten Hängetales.

Wenn nun aber sowohl die Seitentäler als auch das Haupttal von Gletschern eingenommen werden, wie in Fig. 149, dann kann in den ersten Stadien der glazialen Erosion der Hauptgletscher, *A*, seinen Trog stärker vertiefen als der Seitengletscher, *D*; in diesem Falle wird der Seitengletscher eine Zeitlang eine Eiskaskade bei seiner Vereinigung mit dem Hauptgletscher bilden. Wird nun aber die Vertiefung des Haupttroges langsamer und ist die Grenze der Vertiefung fast erreicht, so wird die Vertiefung des Seitentroges noch weiter fortdauern, und zwar solange, bis sich die Oberflächen der beiden Gletscher, *EB*, in gleichem Niveau treffen, und dieser Zustand wird solange währen, wie das nivale Klima besteht. Treffen sich aber auch die Oberflächen unter gleichem Niveau, so können doch die Tröge nicht dieselbe Tiefe besitzen, wenn die beiden Gletscher von verschiedener Größe sind. Die Trogbetten müssen in verschiedener Höhe liegen, und dieses Verhältnis muß weiter bestehen bleiben, wie bei den Flüssen.[9] Schmilzt nun der Gletscher ab, dann wird

die Verschiedenheit in der Höhenlage der Trogbetten, *FC*, einen sehr charakteristischen Zug darstellen, und dies um so mehr, weil der seitliche Fluß aus seinem Hängetal in einem zarten Wasserfalle herunterstürzt, der eine gewisse Zeit an der eben abgescheuerten Trogwand deutlich sichtbar ist, sich später jedoch mehr und mehr in einer selbstgeschaffenen Schlucht verbirgt. Ein Schuttkegel wird sich am Fuße des Wasserfalles bilden, benachbarte und gegenüberliegende Kegel können bis zu großer Mächtigkeit anwachsen und den Trogboden bedecken. Wenn die Erosion subglazialer Flüsse einen bedeutenden Einfluß auf die Trogvertiefung ausübte, müßten die Mündungen aller Hängetäler tief eingeschnitten sein, da die Seitenflüsse gerade an solchen Mündungen ein starkes Gefälle, raschen Lauf und große Erosionskraft besitzen. Weil wir aber die Mündungen der Hängetäler häufig nur wenig eingeschnitten finden, werden wir der Erosion durch subglaziale Flüsse nur eine verhältnismäßig geringe Bedeutung beimessen dürfen.

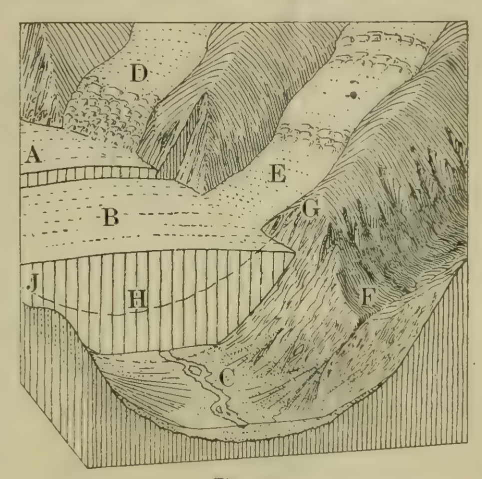


Fig. 149.
Entwicklung eines vergletscherten Hängetales.

Es ist klar, daß der Höhenunterschied zwischen dem Boden des Haupt- und dem des Seitentroges — oder mit anderen Worten, die Höhe, bis zu welcher der Seitentrog hängt — ungefähr dem Größenunterschied ihrer Gletscher proportional sein wird. Die Höhe des hängenden Troges liefert jedoch in diesem Falle keinen direkten Maßstab für die glaziale Erosion im Haupttroge, da ja jener ebenfalls vertieft worden ist. Das beste Mittel zur Bestimmung des Ausmaßes der glazialen Erosion besteht hier in der Wiederherstellung des präglazialen Talquerschnittes, *GIJ*, den man durch Verlängerung möglichst vieler über den Trogrändern sich erhebender Talhänge erhalten kann.

Besitzt der Seitengletscher ein großes Volumen, so wird sein Hinzutreten zu dem Hauptgletscher eine bedeutende Vergrößerung in dessen Erosionskraft bewirken, so daß man an der Ver-

einigungsstelle beider eine beträchtliche Zunahme in der Tiefe des Haupttroges wird erwarten können. Weisen die Gletscher dagegen dieselbe Größe auf, dann werden die beiden Tröge oberhalb ihrer Vereinigung weniger tief sein als der Haupttrog unterhalb ihrer Vereinigung. Gerade wie der Trog eines Nebengletschers über dem einen Hauptgletscher hängt, muß auch der Trog des Zweiggletschers eines Nebengletschers über dem des Nebengletschers hängen, und so fort. Die beiden Diagramme der Fig. 150, die ein solches Verhältnis schematisch zur Darstellung bringen, beruhen auf Skizzen, die ich im Sommer 1909 am Lynn-Canal im südöstlichen Alaska anfertigen konnte; in beiden ist der Haupttrog mit Wasser angefüllt, links steht der Zweigtrog hoch über dem Nebengletschertrog, rechts ist dieser Höhenunterschied gering. Ganz ähnliche Fälle kommen in Neu-Seeland vor.[10]

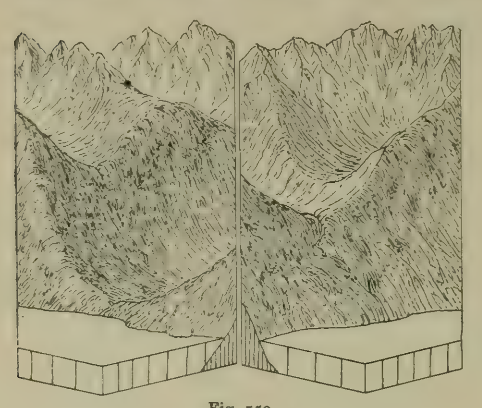


Fig. 150.
Zweistufige Hängetäler von verschiedener Höhe.

Wenn der Niedrigerlegung der Oberfläche eines Gletschers, wie sie durch die Vertiefung des Troges herbeigeführt wird, eine Zunahme seiner Masse das Gleichgewicht hält, so müßte man an den Talwänden eine deutliche obere Grenze der glazialen Scheuerung sehen können; behält jedoch die Oberfläche des Gletschers ihre größte Höhenlage nicht lange bei, so wird keine scharfe Grenze erzeugt werden können.

Kare und Trogschlüsse. Im Beginne der Klimaänderungen, die ein nivales Klima mit Schnee und Eis an die Stelle eines normalen Klimas mit Regen und Flüssen setzen, wird sich der Schnee in den feingegliederten Talzweigen eines reifen oder unterjochten Hochgebirges anhäufen, und jeder Talzweig wird mit der Zeit zum Kerne eines kleinen Gletschers werden. Diese werden dann mit zunehmender Größe sich in die Täler hinab verlängern und nach ihrem Zusammenfluß einen großer Talgletscher bilden. Bei unserer heutigen geringen Kenntnis der Art und Weise, in der Firn und Eis kleiner Quellen- und Seiten-

gletscher ihre Erosionsarbeit ausführen, und des Ausmaßes dieser Tätigkeit im Verhältnis zu der superglazialen Verwitterung in einem nivalen Klima, ist es nicht leicht, die verschiedenen, aufeinanderfolgenden Stadien in der Umwandlung der offenen, feingegliederten, normalen Talschlüsse in die breiten, steilwandigen Amphitheater oder Kare, die für vergletscherte Gebirge charakteristisch sind[11], zu bestimmen, und es kann sich daher im folgenden nur um einen Versuch handeln. Unter den früher gemachten Voraussetzungen dürfen wir annehmen, daß, während der Stammgletscher seinen Trog kräftig vertieft und vergrößert, die kleinen, in den Talschlüssen lagernden Gletscher (Fig. 151) langsam ihr Bett vertiefen und vergrößern, allmählich die sie trennenden, gerundeten Sporne aufzehren (Fig. 152) und schließlich mehr und mehr sich vereinigen werden. Gleichzeitig werden sie ihr Gebiet nach hinten durch rückschreitende Erosion erweitern und immer größere Teile des Gebirgskammes an sich reißen.[12] Es ist sehr wahrscheinlich, daß das abwechselnde Auftauen und Gefrieren des Wassers in den Gebirgsspalten unterwärts des Bergschrundes eine sehr bedeutende Rolle bei der Vergrößerung des Firnfeldes, bzw. der Karareale spielt; die Tiefe jedoch, bis zu der dieser Vorgang sich auszudehnen vermag, kann schwerlich die Tiefe vieler Kare erreichen, so daß die rückschreitende und vertiefende Erosion des Eises selbst als ein notwendiges Element hinzukommen zu müssen scheint.

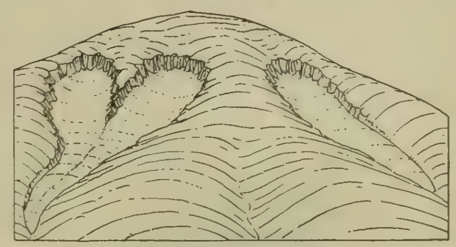


Fig. 151. Kleine, junge Kare.



Fig. 152. Fastreife Kare.

Ist nun ein unterjochtes Gebirge einmal der glazialen Erosion unterworfen worden, so können wir in seinen höheren Teilen zwei Arten von Oberflächen unterscheiden; zunächst die Reste der präglazialen, konvexen, domförmigen Gipfel und gerundeten Sporne, die während der Vergletscherung mehr oder weniger

schneebedeckt waren und ganz allmählicher Erniedrigung durch die Verwitterung anheimfielen; zweitens, konkave, steilwandige Amphitheater oder Kare, von denen das Eis bis zu einer gewissen Höhe Besitz nahm. Hier übt dann wieder wie an allem nackten Gestein die Klüftung, Schichtung usw. einen beträchtlichen Einfluß auf die Wirksamkeit der glazialen Erosion und postglazialen Verwitterung und damit auf die Herausbildung der Kleinformen aus. Die superglaziale, während der Vergletscherung tätige Verwitterung muß an den über dem Eise steil aufsteigenden Karkliffen sehr kräftig gewesen sein; wenn wir aus den erzeugten Formen schließen dürfen, muß die rückschreitende Erosion des Eises ungefähr gleich stark an der Basis des Kliffs gewesen sein; denn wir finden in den Karen keine deutliche Böschungsänderung, die die Grenze zwischen dem oberen Teile eines Kliffs, das der Verwitterung ausgesetzt war, und dem unteren Teile, an dem das Eis gearbeitet hatte, andeutet.

Die fortschreitende Aufzehrung einer Gebirgsmasse durch die Vergrößerung ihrer Kargletscher erfordert eine zweckentsprechende Methode zur Bestimmung der verschiedenen Stadien der glazialen Erosion. Solange benachbarte Kare durch gerundete Sporne voneinander getrennt und von dem domförmig gestalteten Gebirge überragt sind, wie in Fig. 151, wird man das Stadium als jung bezeichnen können. Sind die Kare bereits so stark verbreitert, daß die runden Sporne als scharfe Grate (Fig. 152) erscheinen, und ist der Dom zu einer pyramidenförmigen Spitze (Fig. 153) umgewandelt, können die Formen als reif betrachtet werden. Hat die rückschreitende Verbreiterung benachbarter Kare schon die Rücken und den zentralen Gipfel zum größten Teile vernichtet und ihnen ein mäßiges Relief verliehen (Fig. 154, 155), dann nähern sich die Formen dem Alter. Wenn endlich alle Rücken zwischen den Karen entfernt und die oberen Teile des Gebirges bereits in eine wellenförmige Plattform verwandelt sind, die ungefähr in der Höhe der Schneelinie gelegen ist, so kann man sagen, daß das Greisenalter erreicht ist;

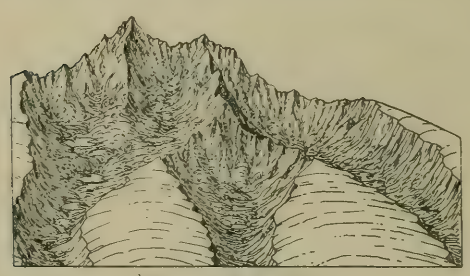


Fig. 153. Reife Kare.

denn dann zeigen die Kargletscher infolge der verringerten Schneezufuhr nur eine ganz geringe Dicke, und die weitere Erniedrigung der Gebirgsmassen muß in der Hauptsache durch die normale rückschreitende Erosion und Abtragung vollendet werden.

Wird in einem beliebigen Stadium der Karentwicklung das normale Klima wiederhergestellt, so wird man die freigelegten Gebirgsformen leicht als nicht-normale erkennen können. In dem reifen Entwicklungsstadium werden die Karböden z. B. viele niedrige Buckel und seichte Becken aufweisen; ferner werden sie weit geöffnet sein im Gegensatz zu den zugeschärften und schmalen Rücken, die sie voneinander trennen. Derartige scharfe Rücken können allerdings auch durch normale Vorgänge erzeugt werden, wenn die Bedingungen vorhanden sind, die zugunsten starker, tiefer Erosion wirken; aber die steilwandigen Täler, mit denen solche Rücken normal vergesellschaftet sein müssen, sind in diesem Falle eng. Ebenso können breite Talsohlen oder Talschlüsse auf normale Weise entstehen, die Rücken zwischen ihnen müssen jedoch dann niedrig, gerundet und mit Schutt bedeckt sein. So sind die Formen der durch normale und durch glaziale Erosion ausgestalteten Gebirge einander so unähnlich, daß man sie leicht, selbst auf größere Entfernungen hin erkennen und unterscheiden kann.

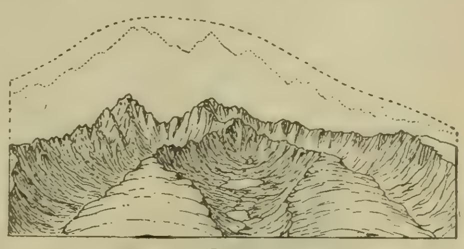


Fig. 154. Spätreife Kare.

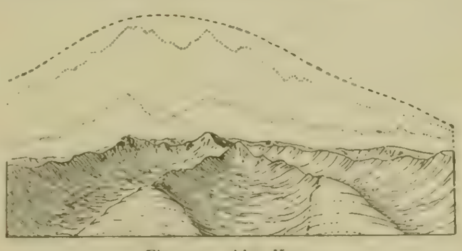


Fig. 155. Alte Kare.

Reif ausgearbeitete Kare und reif zugeschärfte Grate werden eine verschiedene Anordnung und Gestaltung besitzen, je nachdem, ob die präglazialen Talschlüsse in divergierenden oder konvergierenden Gruppen standen. Divergierende werden die Entwicklung von Karen begünstigen, die von den Seiten her in ihren inneren Teilen zusammenfließen, aber durch breite Sporne in ihren vorderen Teilen getrennt sind (Fig. 156, links).

Diese Anordnung ist besonders charakteristisch für vergletschert gewesene Vulkane, wie Russell[13], Jäger[14] u. a. gezeigt haben. Konvergierende Talschlüsse dagegen werden solche Kare sich entwickeln lassen, die in ihren vorderen Teilen zusammenfließen und in den inneren durch scharfe Sporne geschieden sind

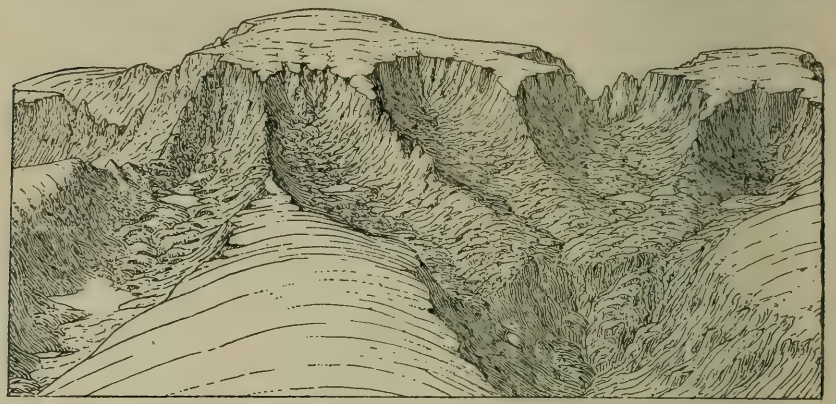


Fig. 156. Divergierende und konvergierende Kare.

(Fig. 156, rechts). Mit dieser Art von Karen ist gewöhnlich noch ein eigentümlicher Zug verbunden, nämlich eine plötzliche Vertiefung des Haupttroges, dem alle Kare tributär sind. Dieser sog. Trogschluß ist oft sehr auffallend ausgebildet und müßte mit den verschiedenen anderen Formen glazialen Ursprungs, im Gegensatz zu denen normaler Entstehung, vergesellschaftet sein. Es kommt hinzu, daß die Böden einer Kargruppe in einem höheren Niveau liegen müssen als der durch den Hauptgletscher geschaffene Trogboden, in dem sich die kleinen konvergierenden Gletscher vereinigten. Ein isoliertes Kar kann durch einen kleinen und kurzen Zufluß eines großen Gletschers an der Seite des Haupttroges ausgehöhlt werden; es muß deutlich über diesem hängen. Derartige Verhältnisse können in normalen Tälern überhaupt nicht vorkommen.

Die Böschung des Karbodens wird teils von der Tiefe seines Gletschers abhängen, die am Anfang durch die präglaziale Form des Talschlusses bedingt ist, teils von der Gesteinsstruktur, und vor allem auch von der Dauer der Glazialperiode. Wir können uns einen Kargletscher von beträchtlicher Mächtigkeit denken, der sein Bett derartig erodiert, daß er zunächst eine oder mehrere Felsstufen erzeugt, späterhin jedoch dem Boden tiefere und mehr ebene Form verleiht. Setzt sich die Arbeit eines derartigen

Gletschers fort, so kann er mit der Zeit ein Becken in dem Karboden ausgraben, namentlich wenn seine Mächtigkeit und daher seine Erosionskraft in der Mitte größer ist als an seinem oberen und unteren Ende. Wenn ein solcher Gletscher verschwunden ist, wird das Kar einen kleinen Felswannen-See enthalten.

Die Abböschung von firnbedeckten Abhängen. Wir können uns ein präglaziales Gebirge vorstellen, das beim Eintritt der Vergletscherung von einer breiten, aber verhältnismäßig dünnen Firnschicht bedeckt ist. Diese muß hinabkriechen, sie ist aber leicht und kann daher nur eine sehr geringe Abtragungswirkung ausüben. Während die großen Stammgletscher ihre Tröge kräftig vertiefen und die Nebengletscher in den Talschlüssen ihre Kare aushöhlen, wird die Firndecke höchstens durch langsame Abtragung ihrem Boden eine relativ ebene, stark geneigte Böschung zu geben vermögen. Es scheint sogar möglich zu sein, daß die Abtragung eines eben abgeböschten Abhangs unter einer dünnen, kriechenden Firndecke langsamer ist als die Verwitterung an den herausragenden, nackten Felsen, und in diesem Falle dürfen wir die Firndecke eher als schützend denn als zerstörend auffassen. Dann wird der Firn dahin streben, sein Gebiet dadurch zu vergrößern, daß er sich über die früher nackten Teile der Abhänge ausbreitet, sobald das hervortretende Gestein durch Verwitterung erniedrigt wird und die abgeböschten Rümpfe eine dazu geeignete Neigung erhalten haben. Nach dem Verschwinden des Firns werden die eben abgeböschten Felsabhänge und die kleinen, übrigbleibenden Felsklippen auffallende Züge der höheren Teile der Gebirge bilden; sie sind schematisch in Fig. 157 dargestellt.



Fig. 157. Überlebende Grate, abgeböschte höhere Abhänge, ausgehöhlte Tröge und runde, niedrigere Sporne.

Es ist leicht einzusehen, daß der Wind wie auch die Exposition gegenüber der Sonne gewisse Teile einer unterjochten Gebirgsgruppe frei von Schnee halten wird, während dicht daneben mächtige Schneedecken lagern und eine Vergletscherung her-

beiführen können. In solchen Fällen wird die schneefreie Oberfläche nur von der Verwitterung bearbeitet und ihre unterjochte Form daher beibehalten, wenn auch natürlich langsamer abgetragen, wogegen in den benachbarten Talschlüssen tiefe Kare ausgebildet werden können.

Gletscher-Sättel und Gletscher-Abzweigungen. In den frühen Stadien der Vergletscherung, wenn das nivale Klima vollständig ausgebildet ist und die Eisströme ihre volle Mächtigkeit erlangt haben, aber noch bevor ihre Oberfläche durch die Schaffung tiefer Tröge erniedrigt ist, kann es häufig vorkommen, daß ein glazialer Sattel einen präglazialen Paß, *P* (Fig. 158) überschreitet. Es wird dann der höchste Teil des Eissattels selten direkt auf dem Kamme des Passes zu finden sein, sondern vielmehr an irgendeiner Seite, wie bei *H*, so daß die Eisoberfläche ein Gefälle durch den Paß erhält und ein Teil des Eises hindurchfließen kann, anstatt daß dieser eine Scheide bildet wie bei der präglazialen Entwässerung.[15] Der Kamm des Passes wird dadurch mehr und mehr erniedrigt werden, und je tiefer er wird, um so größere Eismassen werden durch ihn ihren Weg nehmen. Auf diese Weise wird der Paß in einen Trog mit gerundetem Boden, *Q* (Fig. 159), verwandelt werden, der eine nur undeutliche Wasserscheide sein kann. Bald nach dem Verschwinden des Eises wird die Wasserscheide mehr durch einen großen Schuttkegel als durch den Felsboden selbst bestimmt sein. Die Berge, die sich an den Seiten des Troges erheben, werden durch die seitliche Reibung des überfließenden Gletschers stark unterschnitten und durch Bergstürze und rückschreitende Verwitterung in ihren oberen

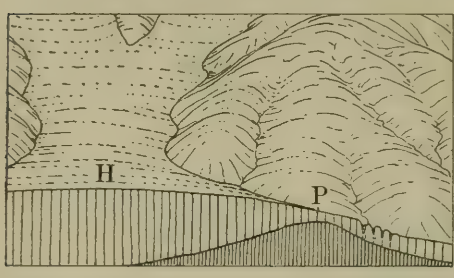


Fig. 158. Ein Gletscherast auf einem präglazialen Paß.

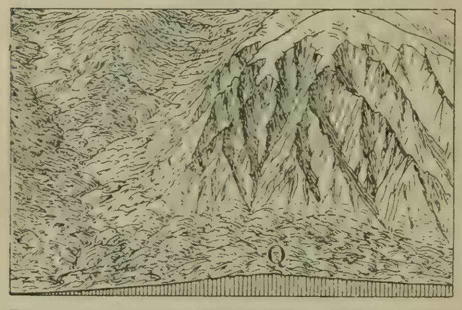


Fig. 159. Ein durch Vergletscherung erniedrigter Paß.

Teilen zugeschärft werden: so kann die direkte Eiserosion und die superglaziale Verwitterung den Gegensatz zwischen den zwei Figuren 158, 159 erklären.

Die diffluierenden Abzweigungen eines Gletschers in seinem Mittel- und Unterlauf werden genau wie die Eissättel wirken. Die Kerben in den präglazialen Rücken werden in breit gerundete Tröge verwandelt, und nach dem Rückzug des Eises erscheinen diese Tröge als Hängetäler mit zentrifugaler anstatt mit zentripetaler Entwässerung. Falls ein solcher Zweiggletscher sich dann in ein Tal ergießt, das selbst keinen Gletscher besitzt (*T*, Fig. 144), kann er einen steilwandigen Trog mit seitlichen Hängetälern und ein Zungenbecken ausarbeiten, das durch eine Endmoräne und einen Schuttkegel abgeschlossen ist, während in der Nähe des Talschlusses nur normale Formen vorhanden sind.

Glaziale Erosion und Erosionsbasis; Fjorde. Die normalen Erosionsvorgänge wirken in der Weise, daß der Boden eines Tales und die Oberfläche des zugehörigen Flusses mit Rücksicht auf die Wasserfläche, in die sich der Fluß ergießt, genau ausgeglichen werden; aber das Flußbett ist etwas unter dem Talboden ausgegraben, und wenn der Fluß in das Meer mündet, liegt das Flußbett unter dem Meerespiegel. Bei einem etwaigen Verschwinden des Flusses wird daher das Meer von dem unteren Ende des Kanals Besitz ergreifen können.

Ein Gletscher, der im Meere endigt, wird hier ein Eiskliff aufweisen, dessen Oberfläche mit der Zeit ein wenig über den Meeresspiegel zu liegen kommt. Hat der Gletscher seinen reifen Trog bis zu reifem Gefälle vertieft, so muß das Trogbett an seinem Ende bis unter den Meeresspiegel erniedrigt sein; die Tiefe, die er dabei erreichen kann, ist allerdings nicht bekannt, auch die Bedingungen, die die Böschung eines reif ausgeglichenen Gletschers bestimmen, kennt man nicht. Man hat die Behauptung aufgestellt, daß ein Gletscher, der mit etwa $^{6}/_{7}$ seiner Mächtigkeit unter der Meeresoberfläche liegt, in seinem Bett beinahe schwimmen muß, so daß dieses nur dann weiter vertieft werden kann, wenn das Eis dicker wird. Gilbert hat jedoch demgegenüber geltend gemacht, daß der Druck eines großen Gletschers auf sein Bett sehr wohl so groß sein kann, daß das Meerwasser nicht dazwischen einzudringen und ihn zum Schwimmen zu bringen vermag.[16] Es ist möglich, daß die Grenze der Vertiefung weniger durch den Auftrieb des Wassers als durch

die Abnahme der Geschwindigkeit mit wachsender Tiefe und Breite des Troges beeinflußt wird, so daß, wenn ein Gletscher unter Bedingungen gelangt, die denen eines ausgeglichenen Flusses ähnlich sind, die weitere Austiefung des Troges ganz außerordentlich langsam vor sich geht. Aber in jedem Falle ist es klar, daß ein Gletscher von 2000 m Mächtigkeit mit der Zeit auch das untere Ende seines Troges bis zu einer Tiefe von 1000 oder 1500 m unter den Meeresspiegel erodieren wird — wenn er überhaupt erodiert; und wenn ein solcher Gletscher verschwindet, wird an seine Stelle ein langer, tiefer Meeresarm, ein Fjord, treten. Hieraus ergibt sich, daß das Vorkommen von Fjorden allein noch keinen Beweis für eine Senkung der Küste liefert. Ähnliche Betrachtungen lassen uns verstehen, daß die inneren oder mittleren Teile eines Fjords tiefer sein können als die Mündung.

Seen in Gletschertrögen. Wenn ein Gletscher in einem Troge am Boden eines normalen, reifen Tales oder am Rande einer Gebirgsvorlandebene endigt, sind die Bedingungen, die die Tiefe seiner Erosionswirkungen bestimmen, ziemlich schwierig festzustellen. Der grobe Schutt, den das schmelzende Eis dem aus ihm hervorbrechenden Flusse liefert, wird wahrscheinlich eine Aufschüttung in dem Talboden unterhalb des Gletscherendes bewirken, und das geschwächte Ende des Gletschers selbst wird nicht imstande sein, allen Schutt fortzuschaffen, der aus den oberen Teilen des Troges zugeführt wird. Auf diese Weise kann das Eis lokal zu einem aufschüttenden Agens werden, indem es sein Bett aufbaut, anstatt es zu vertiefen. Daher ist es leicht verständlich, daß durch die Aufschüttung der unteren Strecke, CED (Fig. 160), eines präglazialen Talbodens, BCD, und durch die Erosion der oberen Talstrecken, AC, ein umgekehrtes Gefälle, EA, in der Nähe des Gletscherendes erzeugt werden kann. Nach dem Rückzug eines Talgletschers wird ein See, S (Fig. 161), die beckenförmigen Partien des Trogbettes einnehmen. Das Becken gibt jedoch durchaus keinen Maßstab für die von dem Gletscher

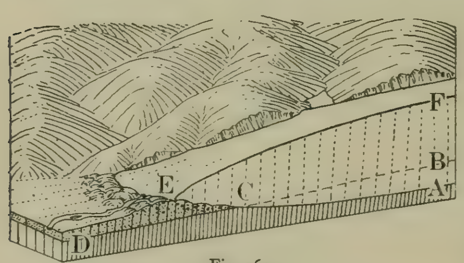


Fig. 160.
Umgekehrtes Gefälle am Gletscherende.

geleistete Erosion, da ja die Übertiefung des Tales weit oberhalb des Beckens fortschreiten kann.

Die Ufer von Gletschertrogseen. Ein See, der das von dem Gletscher verlassene Zungenbecken einnimmt, wird sich durch einfache Uferlinien auszeichnen, da sein Wasser sich nicht über das Niveau des Gletschertroges erhebt, und je reifer der Trog ist, um so einfacher werden jene sein. Füllt der See den Trog bis zu einer genügenden Tiefe aus, so kann er sich in ein seitliches Hängetal ausdehnen, und in diesem Falle wird man eine plötzliche Zunahme der Tiefe des Sees dort erwarten müssen, wo der Seearm sich von dem Hauptwasser abzweigt. Andererseits wird der See (Fig. 162, rechts) Wasserfälle von den seitlichen Hängetälern her empfangen, wo ja deren Tröge nicht nur über dem Haupttrog, sondern auch über dem Spiegel des Sees liegen.

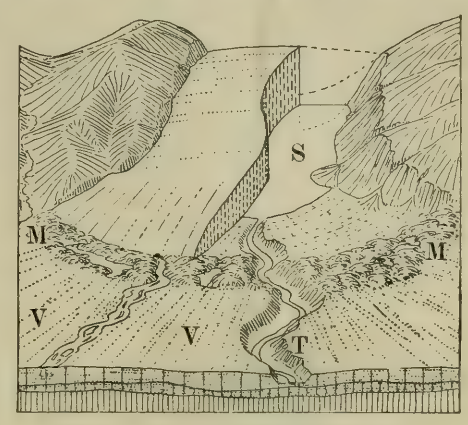
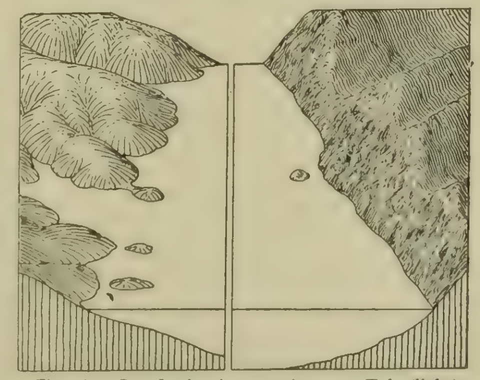


Fig. 161. Ein See in einem Gletschertrog.

Seen, die in Becken gelegen sind, die durch die Verbiegung eines reifen Tales entstanden sind, werden dagegen ein ganz anderes Aussehen zeigen. Da normale, reife Täler von ihren Seitentälern gleichsohlig getroffen werden, muß die Uferlinie eines solchen Sees sehr unregelmäßig sein (Fig. 162, links). Er wird oft Inseln vor seinen Vorbergen besitzen, er muß genau so viele seitliche Ausbuchtungen zeigen, als das Haupttal Seitentäler hatte; er wird keine Wasserfälle besitzen, und eine Lotung wird auch keine plötzlichen Änderungen der Tiefe an den Mündungen


Fig. 162. Seeufer in einem verbogenen Tale (links) und in einem vergletscherten Troge (rechts).

der Buchten konstatieren können. Der auffallende Gegensatz zwischen diesen zwei Arten von Seen wurde zuerst von Wallace[17] erkannt, und zwar ungefähr 30 Jahre nach dem Einsetzen einer ernsthaften Diskussion über den Ursprung der Seen des Alpenvorlandes. Hätte man im Kreise der Geographen und Geologen der deduktiven Seite bei derartigen Untersuchungen die ihr gebührende Beachtung geschenkt, so wäre man wohl weit früher zu diesen einleuchtenden Schlußfolgerungen gelangt.

Endmoränen und Schuttkegel. Am unteren Ende eines Gletschers muß aller Detritus, den er mit sich geschleppt hat, am Rande oder unter dem Rande abgelagert oder durch den Gletscherbach fortgeführt werden. Es werden sich aus diesem Grunde am Ende des Gletschers Endmoränen, *CE* (Fig. 160), *MM* (Fig. 161), bilden; ihre Größe wird durch die von dem Eise transportierte Schuttmenge, die Dauer der glazialen Periode und die Beständigkeit bestimmt sein, mit der das Gletscherende an einer Stelle beharrt. Rückt nämlich das Eis ein wenig vor, so wird die hügelige Moräne mehr oder weniger stark abgescheuert, und vielleicht weiter vorne eine neue aufgebaut; im Falle eines geringen Rückganges wird eine zweite Moräne hinter der ersten entstehen.

Die Gletscherbäche, die aus einem oder mehreren Toren am Gletscherende hervorbrechen, werden gewöhnlich so stark mit grobem und feinem Gesteinsschutt belastet sein, daß sie in dem Gebirgstale, *D* (Fig. 160), oder der Vorlandebene, *V* (Fig. 161), die sie durchziehen, aufschütten werden. Die gröberen und schwereren Sedimente werden in der Nähe der Endmoräne fallen gelassen, die feineren Kiese und Sande jedoch werden weiter fortgetragen, und der allerfeinste Schlamm kann sogar in das Meer gespült werden, so daß die Größe der Endmoränen keinen genügenden Anhalt für den von dem Gletscher geleisteten Erosionsbetrag wird abgeben können.

Nach dem Rückzug des Eises wird das Zungenbecken, das, wie oben erklärt, teilweise in dem präglazialen Talboden ausgehöhlt wurde, teilweise von den Endmoränen eingeschlossen ist, von einem See eingenommen werden, an dessen oberem Ende die Bildung eines Deltas beginnt. Zu gleicher Zeit fallen die Endmoränen der normalen Verwitterung anheim; ihre Kämme werden gerundet, ihre unebenen Abhänge ausgeglichen, und in den Vertiefungen sammeln sich Teiche an, von denen die kleineren

bald in Moore oder Sümpfe verwandelt werden. Der Fluß, der den See von allem Schlamm gereinigt verläßt, wird dort ein Tal, *T* (Fig. 161), einschneiden, wo die aufgeschüttete Oberfläche eine Strecke weit ein relativ starkes Gefälle besitzt; der auf diese Weise weggewaschene Schutt wird weiter talabwärts geführt, wo die Aufschüttung wenigstens eine Zeitlang noch fortdauert.

Tal-Terrassen. Terrassen können auf verschiedenen Wegen zustande kommen. In Gebieten mit vorwiegend horizontaler Gesteinslagerung wird jede widerstandsfähige Schicht zwischen weniger widerstandsfähigen eine Bank bilden, die an den Talseiten entlang läuft, wie wir dies bei der Beschreibung normaler, zerschnittener Plateaus kennen gelernt haben. Die Wiederbelebung der fluviatilen Erosion durch eine Hebung oder Neigung zwingt den Fluß, sich in seinen früheren Talboden einzuschneiden, der dann eine Zeitlang als Terrasse über dem neuen Talboden erhalten bleibt. Das seitliche Hin- und Herpendeln eines reifen Flusses kann kleine Terrassen in den Tälern der Nebenflüsse erzeugen, was schon im II. Kapitel erwähnt wurde. Weiterhin wird jede Änderung im Bereich eines ausgeglichenen Flusses, sei es eine Veränderung in der Wasserführung, im Schuttgehalt oder in beiden, ein neues Gleichgewichtsprofil hervorrufen müssen, und wenn ein solcher Wechsel die Aufschüttung des Talbodens bewirkt, kann später dessen Abtragung hervorgerufen werden. Bei diesem Vorgang werden Terrassen während der Fortführung der Talablagerungen entstehen, und Terrassen dieser Art wollen wir hier ins Auge fassen.

Die Klimaschwankung, die eine Vergletscherung herbeigeführt und wieder zum Verschwinden gebracht hat, genügt vollauf, um die Aufschüttung und Einschneidung eines Tales durch seinen Fluß, d. h. um Terrassen zu erzeugen. Es ist in der Tat sehr wahrscheinlich, daß auf diese Weise Terrassen nicht nur in dem unteren Teile eines Tales, das oben zeitweise von einem Gletscher eingenommen wurde, ausgebildet werden, sondern auch in angrenzenden Tälern, die überhaupt nicht vergletschert waren. Denn eine Klimaänderung, die zur Vergletscherung einer Gebirgsgruppe hinreicht, wird die Verteilung der Vegetation und die Tätigkeit des Gekriechs in einer benachbarten Gruppe von geringer Höhe ebenso beeinflussen wie den Wasserstand der Flüsse, und unter diesen Verhältnissen können sehr wohl nicht verglet-

scherte Täler zu einer Zeit aufgeschüttet, zu einer anderen vertieft werden, ohne daß eine Bewegung der Landmasse einzutreten braucht. Dieselbe Möglichkeit ist in trockenen Gebieten vorhanden, wo eine geringe säkulare Schwankung in der Temperatur, in den Niederschlägen oder in beiden, Veränderungen in der Pflanzenbedeckung, der Gesteinsverwitterung und dem Schuttkriechen und damit auch in der Tätigkeit der Flüsse hervorruft.

Diese Betrachtungen sind deswegen von Wichtigkeit, weil man überaus häufig die Behauptung lesen kann, daß das Einschneiden von Talterrassen notwendigerweise eine Änderung der Höhenlage des betreffenden Gebietes erfordert. Daß dies sehr wohl möglich ist, haben wir in früheren Abschnitten erfahren, es sollte hier jedoch betont werden, daß Terrassen auch ohne jede Bewegung des festen Landes zur Ausbildung gelangen können. Wir dürfen hierbei auch nicht vergessen, daß das Gleichgewicht zahlreicher Faktoren bei einem ausgeglichenen Flusse sehr empfindlich ist, daß also z. B. eine Gefällsänderung von nur einer Minute eine Aufschüttung von 30 m in dem oberen Teile eines Flußlaufes von 100 km Länge hervorrufen muß.

Die Bildung von Terrassen in aufgeschütteten Tälern geschieht gewöhnlich durch das seitliche Wandern eines abtragenden Flusses. Jedesmal wenn er sich nach einer Seite hin bewegt, unterschneidet er die Talablagerungen in einem niedrigeren Niveau als vorher. Nimmt die Größe dieser Schwingungen ab, so wird sich jede Schwingung durch eine Terrasse markieren, etwa wie *OPQR* (Fig. 163). Hat eine spätere Schwingung ein größeres Ausmaß, dann wird sie die vorher gebildeten Terrassen unterschneiden und zerstören; auf diese Weise hat die Ausarbeitung der breiten Terrassenebene, *F* (Fig. 164), einen Teil der Terrassen *A* und *B* vernichtet, und die Terrassenstufe hinter *F* ist so hoch geworden wie *A*, *B* und *C* zusammen genommen. Die Terrassen längs einer Talseite oder an den beiden Talseiten brauchen daher nach Zahl, Breite oder Höhe nicht übereinzustimmen.

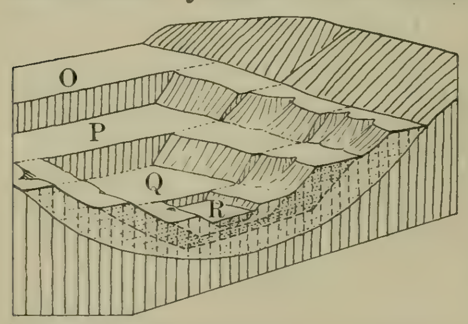


Fig. 163. Aufeinanderfolgende Stadien in der Entwicklung von Terrassen.

Da die Terrassen nicht selten in Gruppen wie Treppenstufen auftreten und so angeordnet sind, daß die Breite des Talbodens, *R* (Fig. 163), der zwischen den niedrigeren Gliedern einer Gruppe ausgearbeitet ist, geringer ist als der Talboden, *P*, zwischen den höheren Gliedern, so hat sich die Anschauung verbreiten können, daß der Fluß während der Bildung der Terrassen an Wassermasse verloren haben muß. Aber die treppenartigen Terrassengruppen haben andere Erklärungen gefunden. Es kann sein, daß die mächtigen Schotterablagerungen einer ersten Vergletscherung zwar tief und breit ausgehöhlt, aber noch nicht gänzlich entfernt sind, so daß ihre Überreste als hohe Terrassen von einfacher Gestalt erscheinen. Dann wird das auf diese Weise eingeschnittene Tal in einer zweiten Glazialperiode aufgeschüttet, aber nicht so stark wie vorher, und diese Ablagerungen werden bei der Wiederkehr normaler Verhältnisse teilweise weggeräumt, und so weiter, sooft man will, wenn man nur die Voraussetzung macht, daß die Schotterablagerungen der aufeinanderfolgenden Glazialperioden eine immer geringere Höhe erreichen und die Abtragung auf eine stets verminderte Breite wirkt. Die so entstandenen Terrassen werden eine ziemlich regelmäßige, stufenförmige Anordnung zeigen und an beiden Talseiten nach Zahl und Höhe im allgemeinen übereinstimmen; die oberen Stufen werden aber sehr viel älter und weit stärker zerschnitten sein als die unteren, und dort, wo ein seitlicher Flußlauf einen Einschnitt in sie hineingräbt, wird man vielleicht Gelegenheit haben, die Ungleichartigkeit der verschiedenen Ablagerungen zu beobachten, wie es im vorderen Teil der Fig. 163 zu sehen ist.[18a]

Nach einer anderen Erklärung ist eine einzige Schotteranhäufung das Werk einer einzigen klimatischen Schwankung. Denn je tiefer der Fluß sein neues Tal in die Schotter einschneidet, desto mehr werden auch seine seitlichen Zuflüsse die ihrigen vertiefen, und desto größer wird die Schuttmenge sein, die der Hauptfluß erhält. Daher kann der Fluß durch seine eigene seitliche Erosion nicht soviel Schutt aufnehmen und sich nicht so kräftig nach den Seiten hinbewegen als vorher. Die unteren Terrassen an jeder Seite werden deshalb näher aneinander liegen als die oberen.

Einer dritten Erklärungsweise zufolge wird ein Fluß, je tiefer er sich in eine aufgeschüttete Talebene eingräbt, in einem um so kleineren Abstand schwingen, bevor er auf den Felshang,

XY (Fig. 164), der darunter begraben liegt, stößt; und selbst wenn dieses Auftreffen wie bei *M*, *Q*, oder *N*, *S*, oder *O*, *T*, an Stellen geschieht, die ein oder zwei Kilometer voneinander entfernt sind, so wird sich dort das seitliche Schwingen des Flusses so verringern, daß die daraus hervorgehenden Terrassen eine treppenförmige Anordnung aufweisen müssen. Da der Fluß durch die angetroffenen Gesteinsleisten, *N*, *S*, daran verhindert wird, weiter seitlich zu schwingen, dürfen wir solche Leisten als Schutz für die darüberstehenden Terrassen ansehen. In Neu-England, wo in einer ganzen Reihe von Tälern ausgezeichnete postglaziale Terrassen entwickelt sind, hat sich ihre allgemeine Abhängigkeit von zufällig auftretenden Gesteinsleisten aufs deutlichste gezeigt[18b]; derselbe Fluß, der zahlreiche Terrassen, wie *A*—*E*, oder *A'*—*T*, dort eingeschnitten hat, wo diese Leisten häufig sind, besitzt dort, wo diese fehlen, eine breite Talflur, indem er hier alle oder fast alle höheren Terrassen zerstört und den ganzen Abfall von dem höchsten Niveau der früher aufgeschütteten Talebene mit der heutigen Flutebene zu einer einzigen Stufe vereinigt hat. In einem solchen Falle scheint die zweite Erklärungsart weniger angebracht zu sein als die dritte. Diese verlangt aber nicht, daß jede Terrasse durch eine Leiste bestimmt ist, denn einige, wie *B* (Fig. 164), können auch wegen der unregelmäßigen seitlichen Schwingungen des Flusses der Unterschneidung entgehen. Doch wenn sechs oder acht Terrassen in treppenartiger Aufeinanderfolge vorkommen, können wir sie ohne Zuhilfenahme schützender Leisten kaum erklären.

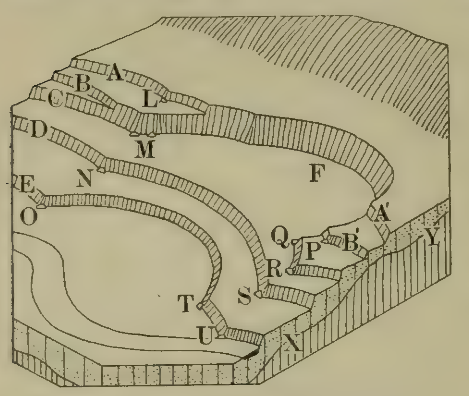


Fig. 164. Terrassen mit geschützten Spitzen.

Von oben gesehen, zeigt eine Terrassenstufe fast immer konkave Wölbungen gegen den Fluß hin, da sie ja durch das wiederholte seitliche Schwingen konvexer Flußmäander entstanden ist. Jeder Mäander hat das Bestreben, langsam talabwärts zu wandern. Trifft er nun dabei auf eine Gesteinsleiste, wie bei *Q*, *R*, *S*, *T*, *U* (Fig. 164), so wird er daran gehindert,

unmittelbar weiter talabwärts vorzudringen; später aber wird die Talflur unterhalb der Leiste erweitert, und dann werden zwei benachbarte konkave Stufen sich in einer Spitze vereinigen, deren Stelle durch die zufällig auftretende Leiste bestimmt wird; man darf jedoch nicht erwarten, daß jede Stufenspitze durch eine solche geschützt sein muß, da Spitzen auch dadurch hervorgebracht werden, daß die talabwärts wandernden Mäander etwas seitlich oszillieren, wie bei *S*, *T*, *U*, *V* (Fig. 165). Wenn aber eine Reihe übereinanderstehender, konkaver Terrassenstufen sich in gruppenweise gelegenen Spitzen vereinigen, wie *L* — *O*, oder *P* — *U* (Fig. 164), ist das Vorkommen schützender Leisten an den meisten Spitzen wahrscheinlich.

Häufig kommt es vor, daß ein terrassenbildender Fluß, indem er auf der aufgeschütteten Talebene nach der einen oder anderen Seite seines präglazialen Talwegs wandert, lokal auf einen flachen Teil oder in einen seichten Sattel eines nur wenig begrabenen Felsspornes des präglazialen Talgehänges gerät, *F* (Fig. 165). Der Sporn kann derartig gestaltet sein, daß er das seitliche Schwingen des Flusses lokal verhindert; dann muß der Fluß seinen Kanal in die Gesteine des Sporns einschneiden. Der Sporn wird als lokale Erosionsbasis dienen, so daß das Ausgraben des weiter talaufwärts gelegenen Talstückes bedeutend verzögert wird; wenn aber die Eintiefung des unterhalb liegenden Tales kein festes Hindernis findet, wird sie dort in dem früheren Maße fortdauern, und daher werden dort auch Terrassen erzeugt werden. Ein Gefällsknick oder ein Wasserfall und dann eine Schlucht werden an der talabwärts gelegenen Seite des Spornes entstehen. Ein solcher bloßgelegter Sporn ist aber nur ein vergängliches Gebilde; in einer gewissen Zeit wird er entfernt sein, und ein ausgeglichener Fluß wird sich in dem ganzen Tale entwickeln. Ebenso müssen auch die schützenden Leisten und die Terrassen hinter ihnen mit weiter fortschreitender Erosion verschwinden, bis schließlich alle Spuren

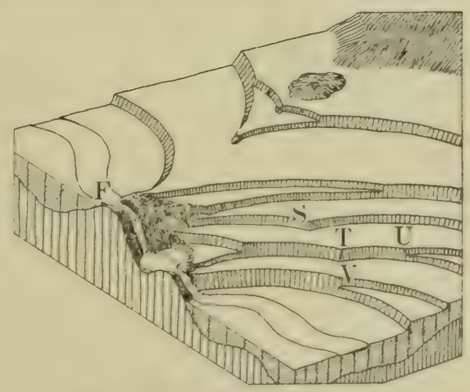


Fig. 165. Wasserfall und Terrassen.

der Talaufschüttung verwischt sind. Die Talerosion, die in präglazialer Zeit so kräftig begonnen hatte und so weit fortgeschritten war, und in der Glazialperiode eine Verzögerung erfuhr, wird dann ihrer Vollendung entgegengehen.

Besondere Züge des glazialen Zyklus. Die idealen Beispiele einer Vergletscherung, die wir oben behandelt haben, sind sämtlich von einfacherer Art, und es sind natürlich sehr viel verwickeltere Fälle denkbar, wenn man Gebirge der verschiedenartigsten Struktur und in den verschiedensten Stadien präglazialer und glazialer Erosion annimmt. Anstatt eines reifen Gebirges können wir auch ein jung zerschnittenes Hochland als Ausgangspunkt wählen, das von noch nicht aufgezehrten Monadnocks überragt wird; dann kann eine breite, langsam sich bewegende Eisdecke auf dem Hochland entstehen, die ihre abwärts kriechenden Arme in die jungen Täler ausstreckt, wie es in Skandinavien der Fall war. Man kann sich den Fall denken, daß die rückschreitende Erosion eines Kargletschers in leicht zerstörbarem Gestein oder an einem steilen Abhang vor sich geht, so daß die oberen Teile benachbarter Gletscher, deren Kare in härterem Gestein oder in größerer Höhe liegen, angezapft und abgelenkt werden, wie es tatsächlich im Bighorngebirge der Fall war.[34] Wir können uns ferner während des Rückzuges der Talgletscher eine Pause von so langer Dauer vorstellen, daß Endmoränen weiter oberhalb in den Tälern gebildet werden, die mächtiger sind als diejenigen, welche während der größten Ausdehnung des Eises entstanden. Die Rückzugsmoränen werden unter diesen Umständen wichtige Elemente der vergletscherten Gebirgslandschaft darstellen, und sie werden von den Schutthaufen, die durch lokale Bergstürze hervorgerufen werden, sorgfältig zu unterscheiden sein. Unter der Voraussetzung, daß die Schneegrenze dicht am Meeresspiegel liegt, werden die Gletscher bis in das Meer hinabsteigen und an einzelnen Stellen der Küste die marine Erosion ersetzen. Es lassen sich auch Fälle denken, bei denen ein mehrfacher Wechsel von glazialer und normaler Erosion stattfindet. Wenn dann in der ersten Glazialperiode ein junger Trog und in der zweiten ein größerer, reiferer Trog geschaffen ist, wird die Arbeit der ersten Periode eine nur geringe oder vielleicht überhaupt keine geographische Bedeutung haben, wie wichtig sie für die Geologie auch sein mag. Wenn aber in einer zweiten Epoche das Bett eines breiten,

frühreifen Troges der ersten Periode von einem kleineren Gletscher eingenommen wird, so wird er vielleicht einen schmäleren Trog in jenen eingraben; dann besitzen die beiden Perioden ein geographisches Interesse.

Interglaziale normale Vorgänge werden dahin streben, normale Flußläufe und Gebirgshänge wieder einzuführen. Daher wird man erwarten müssen, daß die Ergebnisse einer früheren Vergletscherung weniger deutlich ausgesprochen sein werden als die einer späteren. Die Hauptflüsse werden wahrscheinlich eher aufschütten als sich in die übertieften Trogbetten einschneiden, die hängenden Zuflüsse werden dagegen kräftig erodieren, bis sie eine gleichsohlige Vereinigung mit den Hauptflüssen wiederherstellen und so weiter. Sind nach einer letzten Glazialzeit die Mündungen der seitlich hängenden Täler nicht tief eingesägt, so wird man daraus schließen müssen, daß entweder die frühere interglaziale fluviatile Erosion nur kurz und unbedeutend war, oder daß die glaziale Erosion in der letzten Periode die Haupttröge so stark vertieft und verbreitert hat, daß die interglazialen Schluchten an den hängenden Seitentalmündungen vernichtet wurden. Für unsere gegenwärtigen Zwecke brauchen wir alle diese möglichen Verwicklungen nicht weiter zu verfolgen; es wird nützlicher sein, wenn wir heutige Gebirgszüge, die einer Vergletscherung unterworfen waren, betrachten, um zu sehen, wieweit ihre Formen mit den hier abgeleiteten übereinstimmen.

Der gegenwärtige Stand der Frage der glazialen Erosion für die Alpen. Viele Formen eines vergletscherten Gebirges, wie z. B. die der Alpen, sind so auffallend, so offenkundig von denen eines unvergletscherten verschieden, daß man sie selbst vom Fenster eines Eisenbahnzuges aus erkennen kann.[19] Vorteilhafter ist es natürlich, den Zug zu verlassen und mit Muße über die Formen hinzuwandern und zu klettern, die das Auge beim eiligen Vorüberfahren fesseln; aber auch die Aussicht aus dem Eisenbahnwagen kann von Nutzen sein, indem man zahlreiche Beispiele der größeren Formen sehen und in rascher Folge miteinander vergleichen kann. In beiden Fällen wird selbstverständlich der Gewinn für den Beobachter ein weit größerer sein, wenn er sich vorher mit den Formen niemals vergletschert gewesener normaler Gebirge vertraut gemacht hat. Es dürfte kaum einem Zweifel unterliegen, daß die mangelhafte Kenntnis

normaler Gebirgsformen auf Seiten vieler Forscher, die sich dem Studium glazialer Gebirgsformen widmeten, die Gewinnung klarer Vorstellungen über den gänzlich abnormen Formenschatz der Alpen außerordentlich verzögert hat. Die Alpen haben immer wieder und wieder als Schulbeispiel normaler Gebirgsformen gegolten, unter der schweigenden oder auch ausgesprochenen Voraussetzung, daß ihre Gestaltung in der Hauptsache der Verwitterung und dem fließenden Wasser zuzuschreiben ist; und selbst wenn man der Tätigkeit des Eises einen Einfluß beimaß, so hielt man ihn doch oft für so unbedeutend, daß man ihr kaum die Fähigkeit zutraute, die präglazialen Formen in irgendeiner beträchtlichen Weise umzugestalten. Es bedeutete einen großen Fortschritt, als Ramsay im Jahre 1861 die Bildung von Seebecken durch Eiserosion für möglich erklärte[20], aber sowohl Ramsay wie auch seine Nachfolger erkannten noch nicht, daß dieselbe Kraft in der Übertiefung und Verbreiterung der Täler oberhalb der Seen weit Größeres vollführt hatte. Auch als Gastaldi[11] und andere die Aushöhlung der Kare den Gletschern der Talschlüsse zuschrieb, war doch noch nichts über die Vertiefung der Täler ausgesagt.

Eduard Richters „Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen“[21], die 1899 erschienen, leiteten eine neue Ära in der Erforschung alpiner Formen ein, eine Ära, die durch ein genaueres Studium der ganzen Gletschersysteme charakterisiert ist, und die dadurch zu einem weit besseren Verständnis für die großen Veränderungen geführt hat, die diese in der alpinen Landschaft hervorgerufen haben. Man sah jetzt, daß die Zuschärfung der präglazialen Gipfel zu scharfen Spitzen durch die rückschreitende Erosion der Kargletscher geschaffen ist, daß die Austiefung breiter, übertiefter Tröge in den Haupttälern und das Hängen der Seitentäler das Werk der mächtigen Talgletscher gewesen sind, und daß die oberhalb der Hauptmoränen gelegenen Seebecken nur die unteren Enden der übertieften Tröge darstellen. Wer aber heute die Formen der Alpen studieren will, ist in der glücklichen Lage, in Penck und Brückners „Die Alpen im Eiszeitalter“ ein Werk zur Hand zu haben, in dem alle Beziehungen der alpinen Vergletscherung eine meisterhafte Behandlung gefunden haben.[5] Ein mit diesem Buche in den Alpen verbrachter Sommer wird doppelte Früchte tragen, da man die tatsächlichen Formen mit der besten theoretischen

Erklärung vergleichen kann, die sie bis jetzt erhalten haben. Die Betrachtung der Gletschersysteme als Ganzes, wie sie Richter unternommen hatte, ist hier noch weit vollkommener entwickelt, und dieser Zug in der modernen Erörterung glazialer Phänomene verdient stark betont zu werden. Nur so gelangt man dazu, eine ganze Reihe von Tatsachen, die früher einzeln untersucht wurden, in ihren natürlichen Zusammenhängen zu studieren.

Eine Alpentour. Für jemand, der Gebirgsformen untersuchen will, dürfte es besser sein, wenn er seine erste Reise in die Alpen solange aufschiebt, bis er Gelegenheit gehabt hat, ein normales, nie vergletschert gewesenes Gebirge kennen zu lernen; auch empfiehlt es sich, nicht einer gewöhnlichen Eisenbahnroute zu folgen, sondern irgendeinen Weg zu wählen, auf dem man die einzelnen Elemente des ganzen Systems der glazialen Formen in ihrer natürlichen Folge betrachten kann. Am vorteilhaftesten wäre es, beim Eintritt in das Gebirge seine Aufmerksamkeit zunächst auf die normalen Formen der nie vergletscherten Teile des Gebirges und auf die gut erhaltenen, glazial gestalteten Formen aus der letzten Eiszeit, der Würmeiszeit, zu richten, von deren Endmoränen in dem Vorland bis zu den Karen in den Zentralgebieten; dann kann man die weniger deutlich ausgeprägten Formen der früheren Eiszeiten auf dem Rückwege aufsuchen.

Die präglazialen Alpen. Es gibt eine ganze Reihe von Tatsachen, die uns klar beweisen, daß die Alpen in präglazialer Zeit durch die normale Erosion reife oder unterjochte Formen erhalten hatten, denn die nichtvergletscherten Teile des Gebirges weisen domförmige Gipfel, gerundete Kämme, einfache Gehänge und gut ausgeglichene, weit geöffnete Täler auf. Dies ist nicht etwa nur in Gebieten mit einfacher Struktur und in verhältnismäßig weichen Molasseschichten der Fall, wie im Nordosten von Bern, sondern auch dort, wo außerordentlich widerstandsfähige Gesteinsmassen anstehen, wie in gewissen Teilen des Südrandes der Alpen, wo stark gestörte kristalline Gesteinskomplexe unter die Poebene tauchen. Die normalen Formen des Napfgebirges nordöstlich von Bern sind von Brückner[22] und Nußbaum[23] in vorzüglicher Weise dargestellt worden. Die Landschaften in der Umgebung von Ivrea am Südfuße der Alpen sind aber für unsere Zwecke weit geeigneter, da die hier

auftretenden Gesteine von großer Widerstandsfähigkeit sind; dort erheben sich unterjochte Berge mit schuttbedeckten, niemals vergletscherten Abhängen zu gerundeten Gipfeln, obgleich sie aus denselben harten Gesteinen bestehen, die in mächtigen Kliffen und schroffen Wänden in dem benachbarten, vergletscherten Trog der Dora Baltea aufragen. Es kann sehr wohl möglich gewesen sein, daß die zentralen, höchsten Partien des Gebirges beim Beginn der Vergletscherung so unvollständig unterjocht waren, daß sie reife, scharfe Gipfel zeigten; vielleicht waren kleine Gletscher dort schon vorhanden. Es ist auch nicht ausgeschlossen, daß dort, wo harte und weiche Gesteine in bestimmten Beziehungen standen, lokal die Kliffe nackt heraustraten, selbst als das übrige Gebirge bereits gerundet und von Schutt bedeckt war; derartige Verhältnisse waren jedoch wahrscheinlich die Ausnahme. Ebenso können die Flüsse kurz vor der Vergletscherung neubelebt worden sein und junge Schluchten in die reifen Talböden eingeschnitten haben, wie es in verschiedenen Teilen der Alpen der Fall zu sein scheint. Die vollkommene Ausgleichung der nicht vergletscherten Berge bei Ivrea und an anderen Stellen beweist jedoch aufs deutlichste, daß das Gebirge als Ganzes in vorglazialer Zeit reife oder spätreife Formen trug.

Die übertieften Alpentäler, ihre Seen und hängenden Seitentäler. Hat man sich den Alpen vom Rhein oberhalb Basels aus genähert, so sieht man in Verbindung mit gut ausgebildeten Terrassen verschiedene Schnellen und Wasserfälle, wo sich der Fluß seinen postglazialen Lauf in die aufgeschüttete Talebene eingegraben hat und dadurch an einzelnen Stellen zufälligerweise auf begrabene Felssporne geraten ist. Ob die Terrassenspitzen durch Gesteinsleisten geschützt sind, hat man noch nicht festgestellt. Weiter talaufwärts sind in den Tälern der Flüsse, die sich zum Rhein vereinigen, Endmoränen zu erkennen, dann folgen die Seen in den Zungenbecken. Kommt man dagegen von Italien her, so wird man auf die noch größeren Moränenamphitheater, die z. B. den Gardasee umgürten, mit ihrem vorgelagerten, weit ausgebreiteten Schuttkegel treffen, oder auf die kleineren und einfacheren Amphitheater bei Ivrea mit ihren majestätischen, gebirgsartigen Moränenwällen. In der Nähe der großen Täler, in denen die mächtigen Gletscher lagerten, welche die Moränenamphitheater an ihrem Ende zurückließen, wird man

längs des italienischen Randes der Alpen oder am Fuße der Bayerischen Alpen viele kleine unvergletscherte Täler finden, die durch Vorhügel und Berge von mittlerer Höhe eingeschlossen sind, deren Abhänge mit Rücksicht auf die in ihren Tälern fließenden Flüsse vorzüglich ausgeglichen sind. Beim Eintritt in ein vergletschertes Tal wird man aber sogleich bemerken, daß die steilen Taltrogwände sich fast bis zu den Endmoränen fortsetzen, in der Art, wie es in der Fig. 161, rechts, dargestellt ist. Diese Formen kann man sehr gut bei Como und Ivrea beobachten, wo die Neigung der Eisoberfläche beim Hinabsteigen in die lombardische Ebene sehr viel steiler war als bei den Gletschern auf der Nordseite der Alpen.

Bei seiner weiteren Wanderung in dem vergletscherten Felstrog würde der Beobachter dann den zu erwartenden See von einfachen Uferlinien, z. B. den Genfer, Züricher oder Comer See finden, welch letzterer den distalen Teil eines reifen Gletschertroges oder übertieften Gebirgstales erfüllt. Er würde bemerken, daß die Zuflüsse in den See in nur wenig eingeschnittenen Schluchten, zwischen denen steil abgestumpfte Sporne liegen, hinabstürzen. Er würde die Quellen der Zuflüsse in hängenden, nicht vergletscherten Seitentälern in verschiedener Höhenlage über dem See sehen. Offenbar wurden die höheren, nicht vergletscherten und jetzt teilweise unterschnittenen Talgehänge (Fig. 166) mit Rücksicht auf einen präglazialen Hauptfluß, der in einem viel höheren Niveau als dem des heutigen Seebodens floß, ausgeglichen. Das Fehlen eines Sees in dem stark vergletscherten Tale der Dora Baltea wird man der höheren Widerstandsfähigkeit der kristallinen Gesteine, die hier die Piedmonthügel zusammensetzen, zuschreiben können, während die Becken des Lago Maggiore und des Comer Sees in weichere Gesteine eingesenkt sind. Unsere Gesellschaft

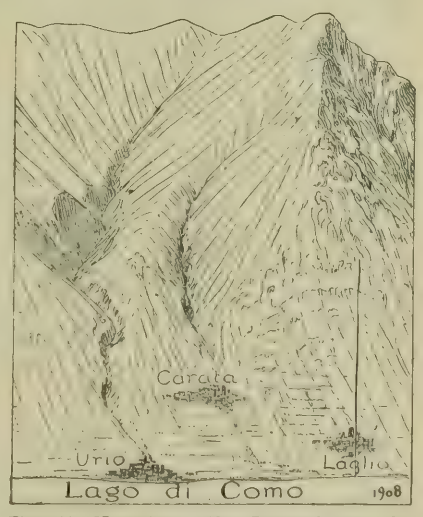


Fig. 166. Normales, reifes Seitental über der Trogwand am Comer See; rechts oben: ein steil abgestumpfter Sporn.

junger Geographen brachte während der italienischen Reise im Jahre 1908 einige herrliche Tage in diesen Tälern zu. Besonders lehrreich war der Aufstieg zu einem ausgezeichneten Aussichtspunkt über Torno, wo der westliche Arm des Comer Sees mit seinen sanften, höheren Hängen und Hängetälern vor uns ausgebreitet lag, und ebenso eine Wanderung über die großen Roches moutonnées an der Mündung des übertieften, steilwandigen Troges der Dora Baltea bei Ivrea.

Nach dem Überschreiten eines Taltrogsees und der in seinem oberen Ende aufgeschütteten, postglazialen Delta-Ebene würde der Besucher die Zunahme der Höhe der kleineren Hängetäler bemerken, von denen einige, nach ihrer Trogform zu urteilen, von Zweiggletschern eingenommen und umgeformt worden sind; das weist darauf hin, daß hier der Hauptgletscher sehr mächtig war und seinen Trog stark übertiefte. Das Aartal oberhalb des Brienzer Sees bietet ein ausgezeichnetes Beispiel eines übertieften Gletschertroges. Ebenso kann das Val Levantina, dem der Ticino oberhalb des Lago Maggiore folgt, mit seinen steilen Wänden und Hängetälern (Fig. 167) als Typus eines übertieften Troges gelten. Hier drängte sich mir zuerst im Frühjahr 1899 bei einer Fahrt auf der Gotthardbahn die Diskordanz zwischen dem Haupttalboden und seinen Seitentälern (Fig. 57) auf; ich kehrte um, um von Biasca aus eine zweitägige Fußtour zu unternehmen, und seit dieser Zeit sah ich mich gezwungen, die glaziale Erosion als ein sehr wichtiges Agens bei der Gebirgsskulptur anzusehen.[19] Unsere italienische Exkursion im Jahre 1908 suchte dieselbe Gegend auf, und das einzige, was ich bedauerte, war nur, daß sich unter uns, wie es auch am Comer See gewesen war, nicht ein einziger befand, der aus Überzeugung und



Fig. 167.
Hängetal des Val Levantina unterhalb von Biasca.

nicht aus Achtung die Meinung der Gegner der glazialen Erosion vertrat.

Ähnliche Beispiele vertiefter Tröge sind überall in den Alpen zu finden. Fig. 168 stellt eine Ansicht eines Hängetals des Vénéon in den französischen Alpen dar, die von einem hochgelegenen Punkte an der gegenüberliegenden Seite aus entworfen wurde, Fig. 169 einen Blick in das Val d'Oisans gegen das gewaltige Belledonne-Massiv, wo hochhängende Täler und abgestumpfte Sporne ganz ausgezeichnet zu sehen sind. Blickt man auf ein Hängetal vom Boden des Haupttroges aus, so hat es den Anschein, als ob es einen See enthielte, denn man gewinnt den Eindruck, daß der weiter zurückliegende, unsichtbare Teil tiefer liegt als die Mündung. Ein Aufstieg auf der gegenüberliegenden Seite zerstört diese Illusion und zeigt gleichzeitig die verschiedenen Elemente in einer richtigeren Beziehung. In vielen Tälern scheint ein kleinerer, tieferer Trog in dem Boden eines größeren ausgegraben zu sein.



Fig. 168. Ein hängendes Seitental des Vénéontals in den französischen Alpen.



Fig. 169. Das Val d'Oisans und das Belledonne-Massiv.

Versucht man bei einer solchen Wanderung in den übertieften Alpentälern die Gesteinsmassen zu schätzen, die aus derartigen Trögen fortgeschafft sind, so wird es klar, daß die Endmoränen nur einen kleinen

Teil des Gebirgsschuttes, den das Eis erodiert und transportiert hat, umfassen; der größere Teil wurde durch die glazialen Flüsse weiter verfrachtet. Gleichzeitig wird man erkennen, daß die Gletschertröge selten so steile Wände besitzen, daß sie als U-förmig beschrieben werden könnten. Diese Bezeichnung ist nur in außergewöhnlichen Fällen zutreffend, wie z. B. im Lauterbrunnental oder in dem unteren Talstück der Dora Baltea in der Nähe von Ivrea; die obere Strecke dieses Tals aber ist bei Aosta so breit geöffnet, daß der Trog dort als spätreif bezeichnet zu werden verdient. Diese einander unähnlichen Trogformen sind wahrscheinlich durch Unterschiede in der Widerstandsfähigkeit der Gesteine bedingt, aber selbst bei Aosta kann man deutliche Hängetäler beobachten (Fig. 170). In vielen stark vergletscherten Tälern erheben sich die Wände vielfach in Winkeln von nur 40° oder 30°. Das Tal von Chamonix z. B. ist weit geöffnet, der seitliche Trog des Mer de Glace liegt jedoch hoch über dem Boden des Haupttroges. Die Längstäler des Rhône, Rheins und Inns sind sämtlich einer sehr bedeutenden Vergletscherung unterworfen gewesen, und alle weisen Hängetäler auf, deren Mündungen jetzt mehr oder weniger durch „gorges de raccordement“ zerschnitten sind; aber auch diese Längstäler sind keineswegs U-förmig gestaltet, sondern reif oder spätreif geöffnet. Verschiedenheiten in der Neigung der Trogwände kann man sehr gut an den beiden südlichen Armen des Comer Sees beobachten; an dem östlichen, wo die umschließenden Berge größtenteils aus harten Kalksteinen bestehen, sind die Wände rauh und reich an Aufschlüssen, an dem westlichen dagegen, wo verschiedentlich weichere Schichten anstehen, zeigen sie eine weit bessere Glättung.

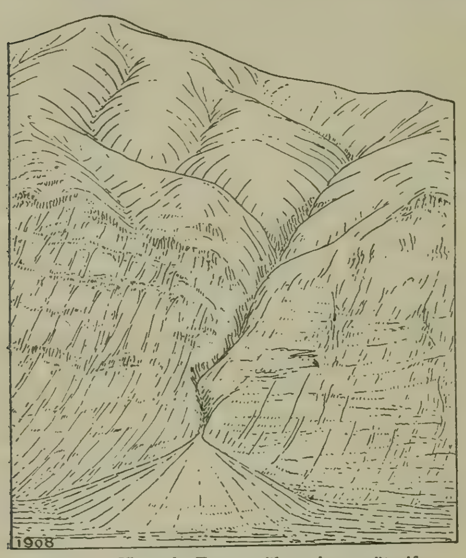
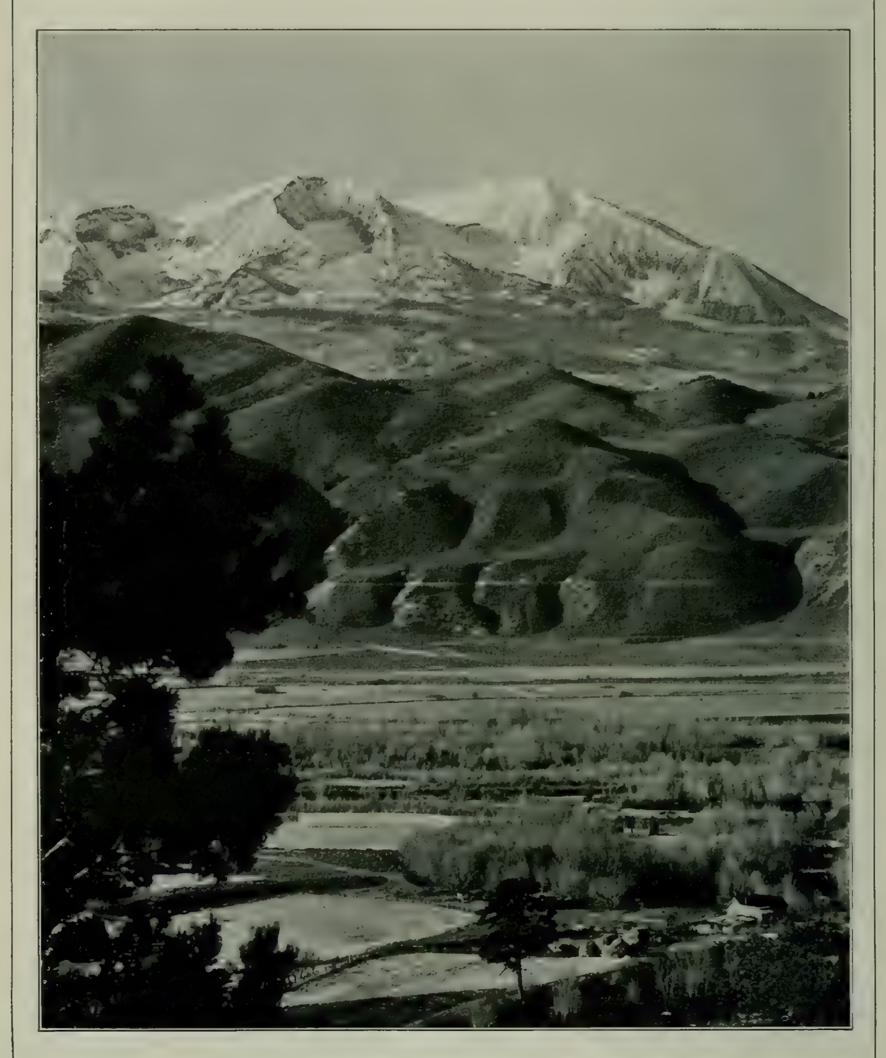


Fig. 170. Normale Formen über einer spätreifen Trogwand bei Aosta.





Ein kleines Kar am Sopris Peak, Colorado.

Spornreste und Gesteinsriegel. Gesteinsbuckel, die aus einem Trogbett aufsteigen, und die nach der hier vorgetragenen Auffassung als übriggebliebene Reste der präglazialen Talseiten und -Sporne zu betrachten sind, stellen im Gebiet des Comer Sees den Vorsprung bei Tremezzo, die inselförmig auftretenden Felsen in dem Delta des Addaflusses und die hohen Felsen von Chiavenna im Mairatale dar; auch der mächtige Felsklotz, auf dem das Salzburger Schloß liegt, und die Hügel von Sitten im oberen Rhônetal gehören hierher. Eines der ausgezeichnetsten Beispiele einer unvollkommen weggeräumten, harten Schwelle kann man in dem Kirchet sehen, der eine Barriere in dem Trogboden des Aartales oberhalb Meiringens bildet; das oberhalb gelegene, ausgehöhlte Becken ist jetzt so weit aufgeschüttet, daß es in eine sumpfige Ebene verwandelt ist. Der Riegel ist von Schluchten zerschnitten, die wahrscheinlich schon damals sich mindestens zum Teil ausbildeten, als der Aargletscher auf jenem lag, doch bereits stark zusammengeschmolzen und teilweise zu Wasser geworden war. Ähnliche Riegel kann man dort beobachten, wo das Gasterntal sich mit dem Kandertal vereinigt; die Übertiefung des oberhalb des Riegels gelegenen Trogbeckens (Tafel XII) ist deutlich erkennbar; der Riegel zeigt eine ausnahmsweise steile Front an seiner stromaufwärts gelegenen Seite: eine tiefe Schlucht ist hier bis auf das Niveau der Aufschüttungsebene, die das Becken einnimmt, eingeschnitten. Die unerwartete Tiefe dieses aufgeschütteten Beckens rief das große Unglück an dem Lötschbergtunnel hervor, der durch den festen Fels unter dem Beckenboden geführt werden sollte, aber unglücklicherweise das Becken selbst getroffen zu haben scheint.

Bergstürze, Schuttkegel und Schutthalden. Postglaziale Bergstürze versperren hier und da die übertieften Trogbetten, und ihre Narben sind noch häufig an den übersteilen Trogwänden deutlich zu erkennen. Ein gewaltiger Bergsturz kam von dem Gehänge des Kandertales herab, ein Teil der Gesteinsmasse wandte sich um und ergoß sich etwa zehn Kilometer weit in das Tal, bevor er zur Ruhe kam.[23a] Durch einen großen Bergsturz ist auch das obere Tal des Ticino verbaut; die Gotthardtbahn war hier gezwungen, da kein seitliches Tal zum Ausbiegen vorhanden war, in einem Kehrtunnel den Berg zu durchstoßen. Unter den Seen, die durch einen Bergsturz entstanden sind,

möchte ich den Öschinensee erwähnen, der in einer seitlichen Verzweigung des Kandertales, z. T. durch den vorhin genannten Bergsturz festgehalten wird; ähnliches ist der Fall bei dem Lac de Lovitel, *L* (Fig. 171), in einem hängenden Seitental des Vénéon-Tals oberhalb des Val d'Oisans.

Eine sehr viel häufigere Erscheinung als die Bergstürze sind die zahllosen postglazialen Schuttkegel, die sich in den Haupttrögen dort gebildet haben, wo die Wildbäche aus seitlichen Hängetälern in Wasserfällen herabstürzen. Wären nicht die Berge hinter ihnen um so viel höher, so würden diese Schuttkegel recht imponierende Elemente der Landschaft bilden.

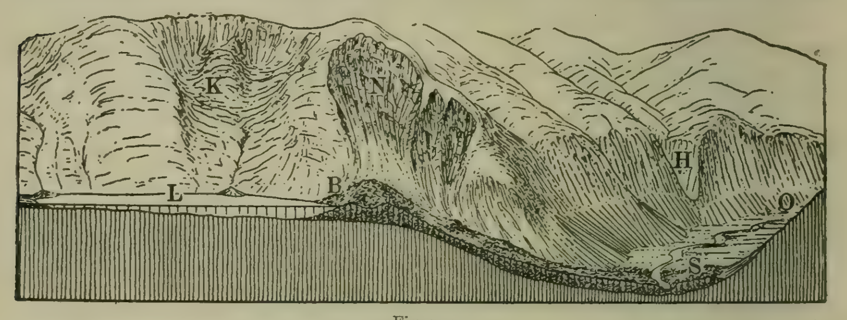
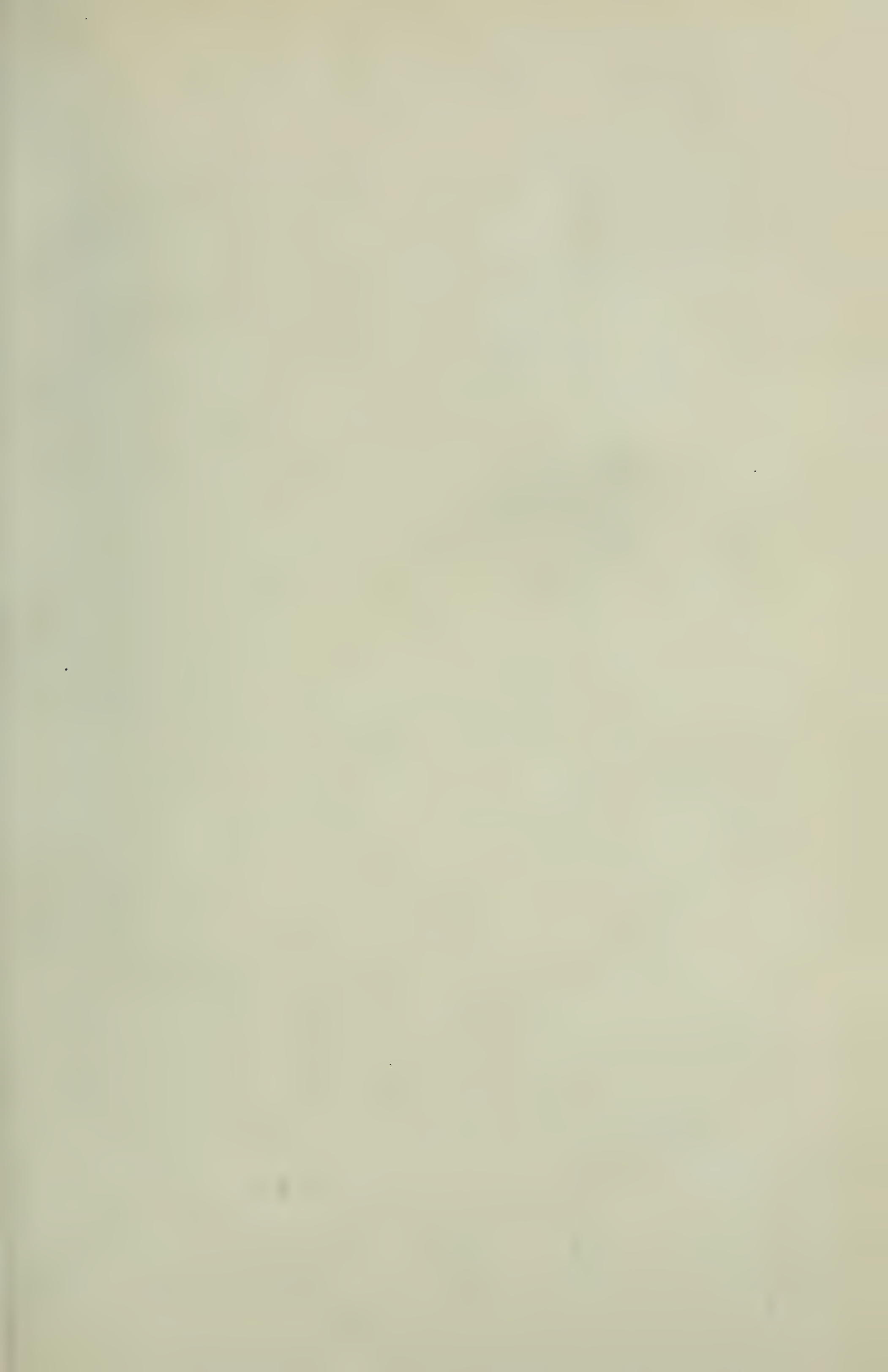


Fig. 171.
Der Lac de Lovitel in den französischen Alpen in einem durch einen Bergsturz abgesperrten Hängetal.

Eine bedeutende Größe erreichen sie im Linthtal, im oberen Gasterntal, im Etschtal, im Rheintal bei Chur, im Rhônetal oberhalb und unterhalb von Martigny; man wird überhaupt schwerlich ein vergletschertes Tal finden, in dem sie nicht anzutreffen sind. Sie bezeugen sämtlich, daß die Tröge, in denen sie emporwachsen, durch eine Kraft ausgehöhlt worden sind, die heute nicht mehr in Tätigkeit ist. Vielfach stoßen sie den Hauptfluß zur Seite und zwingen ihn, die gegenüberliegende Talseite anzuschneiden. Die Wildbäche, welche die Schuttkegel aufbauen, stellen oft eine ernste Gefahr für die Ansiedelungen und das Ackerland dar, wenn sie ihren Lauf von einem Radius nach einem anderen hin verlegen.

Hohe Schutthalden entstehen häufig durch postglaziale Verwitterung der übersteilten Trogwände und Gebirgsabhänge. Sie sind den Schuttkegeln der Tröge sehr ähnlich, nur besitzen sie eine steilere Böschung und sind ohne Beziehung zu einem höher gelegenen Sammelbecken. Ungleich den zurücktretenden Schutthalden reifer normaler Steilwände scheinen viele alpine





Das Gasterntal in den Schweizer Alpen, ein übertiefter Gletschertrog.
(Reproduktion nach einer Originalaufnahme der Photoglob-Co. in Zürich.)

Schutthalden am Talboden vorzurücken, als ob sie noch nicht fertig ausgebildet wären.

Diffluierende Hängetäler und vergletscherte Pässe. Bevor man tiefer in das Gebirge eindringt, sollte man den Weg eines ausgehenden Zweiggletschers verfolgen, wie am Monte Cenere an der östlichen Seite des Ticino-Troges, kurz oberhalb des Lago Maggiore. Hier wendet sich die Gotthardbahn, wie es Fig. 172 schematisch darstellt, nachdem sie an der glatt gescheuerten Wand des reifen Haupttroges südlich von Bellinzona schräg hinaufgestiegen ist und viele aus den höher gelegenen, kleinen Hängetälern herabstürzende Wildbäche auf dem Wege gekreuzt hat, in einem kurzen Tunnel in den hochgelegenen, hinausleiten-

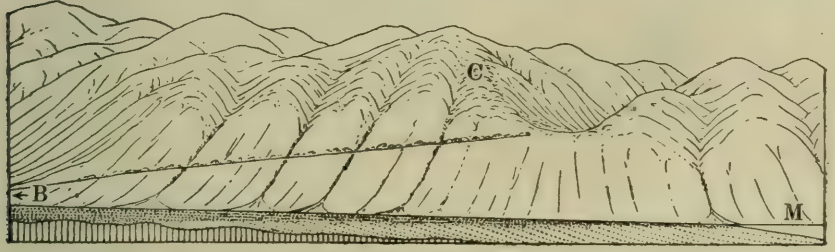


Fig. 172. Das diffluierende Hängetal am Monte Cenere südlich von Bellinzona.

den Trog oder das ausgehende Hängetal eines sich abzweigenden Gletscherarms, und steigt dann langsamer herab zu dem westlichen Aste des Luganer Sees, der keinen eigenen Gletscher hatte, und dessen Becken durch diesen sich abzweigenden Gletscherarm ausgegraben wurde (*T*, Fig. 144). Der östliche Ast dieses Sees wurde ebenfalls von einem, wenn auch kürzeren sich westlich abzweigenden Gletscherarm des großen Como-Gletschers eingenommen und ausgehöhlt. Die normal abgeböschten, oberen und die steileren, durch das Eis gescheuerten unteren Gehänge der umschließenden Gebirge sind leicht zu unterscheiden (Fig. 173). Auf unserer italienischen Exkursion widmeten wir einen Nachmittag einer Wanderung über die Mündung des sich abzweigenden Troges des Monte Cenere, wobei wir den Gegensatz zwischen der enormen Mächtigkeit des Ticinogletschers und der weit geringeren seiner Abzweigung deutlich erkennen konnten.

Ein gutes Beispiel des diffluierenden Troges eines Zweiggletschers findet man auch am Brünig-Paß, wo ein breiter, nach Norden gerichteter Zweig des Aargletschers eine präglaziale Kerbe in dem Gebirgsrücken überflossen, vertieft und verbreitert

hat. Ein breiter Seitentrog wurde mehr in den Vorhügeln als in dem Gebirge selbst dort ausgegraben, wo ein diffluierender Zweig des Isèregletschers über sein westliches Talgehänge hinüberstieg und in das benachbarte Tal von Bièvre hinabkroch. Einer der bemerkenswertesten Fälle findet sich jedoch bei Sargans, wo ein Arm des Rheingletschers, der nach links überfloß und das Becken des Walensees auf seinem Wege nach dem



Fig. 173. Normale Formen über dem Gletschertrog eines Armes am Luganer See.

Linthgletscher aushöhlte, eine präglaziale Lücke so stark erniedrigte, daß der Rhein in seinem heutigen aufgeschütteten Talboden fast ebenso leicht sich zum Züricher See wenden wie seinen Lauf nach dem Bodensee hin wählen kann. Diese Bifurkation hat man in der Zeit der empirischen Behandlung der Landformen, bevor man die Prinzipien der normalen und glazialen Erosion verstehen lernte, für Naturspiele gehalten; heute stellt sie uns einfach einen sehr weit vorgeschrittenen Fall glazialer Diffluenz dar. Sie wird sogar noch übertroffen durch die der Etsch, die jetzt ihr präglaziales Tal, wo der Garda-See in einem ausgeweiteten und ausgetieften Trogbecken liegt, verläßt und einem Wege folgt, der im Osten des Sees durch einen Gletscherarm ausgearbeitet war.[24] Das Endglied dieser Serie findet man in dem gegabelten Becken des Comer Sees, dessen zwei nach Süden gerichtete Äste die übertieften Tröge von zwei fast gleich großen Gletscherarmen darzustellen scheinen.

Weiter gegen den Kamm der höheren Ketten hin waren die oberen Teile einiger Haupttäler bis zu solcher Höhe von Glet-

schern erfüllt, daß Zweige des Eises über den Paß an dem Talschluß überflossen, in der Art, wie es bei *S* in der Fig. 144 und detaillierter in der Fig. 159 veranschaulicht ist. Ein östlicher Zweig des großen Gletschers, der das Tal von Chamonix erfüllte, floß über den Paß am oberen Ende des Tales hinüber und traf den großen Rhônegletscher in der Nähe des Knies bei Martigny. Auf diese Weise erklärt man die großen Protoginblöcke, die von der Mont Blancgruppe stammen und jetzt auf der Höhe an dem linken Abhang des Rhônetales bei Monthey liegen.[25] Eines der besten Beispiele hierfür findet man am Maloja-Paß zwischen den Tälern des Inns und der Maira, wo die mächtigen Gletscher der Bernina-Gruppe in das Inntal an seinem Ende eindrangen. Große Teile flossen in nordöstlicher Richtung das Inntal abwärts, aber nicht unbeträchtliche Massen schlugen den anderen Weg ein, überquerten den Paß an der Quelle des Inns und ergossen sich in das Mairatal. Die Anordnung der oberen Zweige der Maira führt zu der Vermutung, daß dieser tieferliegende Fluß durch rückschreitende Erosion verschiedene Flußläufe angezapft hat, die einstmals dem Inn tributär waren; es fehlt jedoch noch eine Feststellung darüber, inwieweit diese Anzapfung durch normale, und inwieweit durch glaziale Erosion hervorgerufen wurde.

Trogschlüsse. Kehren wir nun in das Gebirge zurück, so finden wir vielfach die Tröge in ihren oberen Teilen weniger reif entwickelt als weiter talabwärts; die Zahl der unaufgezehrten Spornreste und Felsstufen nimmt talaufwärts zu. Trotzdem sind die Tröge auch in diesem weniger vorgeschrittenen Stadium glazialer Erosion leicht von normal gestalteten Tälern zu unterscheiden, besonders dann, wenn die seitlichen Täler noch über dem Trogbett hängen, und wenn der Trog in einem gut ausgeprägten Trogschlusse endigt, über dem die Kare in bedeutend größerer Höhe liegen.

Ein glazialer Trogschluß ist von einem durch normale Erosion geschaffenen, reifen Talschluß sehr verschieden. Bei diesem nimmt die Böschung der reifen Wasser- oder Schuttstromlinien fast bis zum wasserscheidenden Kamme, der den Talschluß umschließt, systematisch zu, und jeder der zahlreichen, gleich langen Wasser- oder Schuttströme hat seine eigene Rinne, die von den benachbarten durch einen schlanken Sporn geschieden ist (Fig. 114). In einem glazialen Trogschluß behält der Trog

seine Breite und Tiefe beinahe unvermindert bei, bis er plötzlich in einer steilen Wand endet, und über dieser liegen dann die flach ausgehöhlten Karböden, von denen die Flüsse in schäumenden Kaskaden zu dem Troge hinabstürzen (Fig. 156). Das Auftreten dieser steilen Schlußwand zwischen den Böden der hoch gelegenen Kare und dem tief ausgegrabenen Troge ist ein ungemein charakteristischer Zug, dem in normalen Gebirgen nichts an die Seite zu setzen ist.

Kare, Rücken und Spitzen. Die Mannigfaltigkeit der Karformen ist sehr groß, wie sich dies auch nicht anders erwarten läßt bei der großen Verschiedenheit der einzelnen Elemente, die hier eine Rolle spielen: der Struktur der Gebirgsmasse, der präglazialen Höhe und Form der Gipfel und Talschlüsse, der Ausdehnung und Mächtigkeit der Kargletscher und der Dauer der Vergletscherung. Drei verschiedene Typen möchte ich wenigstens hier erwähnen. Es sind dies einmal die kleinen jungen Kare, die nur so wenig in die sie umschließenden Rücken und Gipfel eingesenkt sind, daß man sie kaum noch zu den Karen rechnen kann; sie sind eben nichts weiter als wenig verbreiterte normale Talschlüsse. Man findet sie in den weniger hohen Partien der Gebirge, und sie sind das Werk kleiner, isolierter, kurzlebiger Gletscher. Demgegenüber stehen die Kare des zweiten Typus; sie sind groß, breit und reif, tief in die höheren Gebirgsteile eingegraben und voneinander durch hohe, scharfe Gipfel und Grate getrennt. Häufig sind sie noch der Sitz eines nicht unbedeutenden Gletschers, der aber doch nur den Überrest eines einstmals weit mächtigeren Gletschers darstellt. Vorzügliche derartige Beispiele kann man in den oberen Verzweigungen des Mer de Glace am Mont Blanc beobachten; ein anderes liegt hinter der Jungfrau und öffnet sich in das Lauterbrunnental. Der dritte Typus endlich umfaßt breite, geneigte, z. T. konfluierende Kare, die voneinander durch niedrige und unterbrochene Grate getrennt sind; sie nähern sich schon dem Greisenalter. Sehr charakteristisch für sie ist das Mißverhältnis zwischen den breiten Karböden und den schmalen Graten, wie man es z. B. an der Kargruppe über der Alpe du Pin (Fig. 174) im oberen Vénéontale oder über dem Rhônegletscher sehen kann. Natürlich wird man zahllose Zwischenformen finden können, so daß sich eine vollständige Reihe von den schmalen, jungen Karen über die tiefen und reifen bis zu den alternden,

breiten und flachen Karen konstruieren ließe. Jüngere Geographen könnten sich kaum einem besseren Problem zuwenden als der Herstellung einer größeren Zahl von Zeichnungen dieser Formen und ihrer Anordnung in systematischer Folge, damit der Einfluß der verschiedenen, ihre Größe und Gestalt bedingenden Faktoren klar zutage träte.

Die Entwicklung der Kare steht in engem Zusammenhang mit der Form der alpinen Rücken und Spitzen. Wenn wir die scharfen, subsequenten Rücken außer acht lassen, die durch den Rand einer geneigten, widerstandsfähigen Schicht zwischen zwei subsequenten Tälern bedingt sind, und uns auf die Betrachtung der Rücken von gleichförmigerer Struktur beschränken, so kann man diese als das Gegenteil der Kare ansehen. Wo die Kare jung und schmal sind, sind die Rücken häufig konvex und mit gut gerundeten Kämmen und völlig ausgeglichenen Hängen versehen. Wo sie groß sind, sind die zwischen ihnen emporragenden Spitzen und Rücken scharf. Im allgemeinen darf man sagen, je größer die Kare, um so schmäler und schärfer die Gipfel und Rücken zwischen ihnen, bis die Rücken, wenn jene mit vorrückendem Alter mehr oder weniger konfluierend geworden sind, immer mehr verkleinert werden. Diese systematische Folge der Rückenformen kann man auch von den Tälern aus beobachten, durch die man für gewöhnlich in die Alpen gelangt, viel besser aber, wenn man in die Zentralregion des Gebirges nicht in einem Hauptgletschertrog, sondern längs einer Reihe von Rückenkämmen eintritt. Nur durch diese gegenseitigen Beziehungen der normalen und glazialen Formen kann die wirkliche Bedeutung der Spitzen und Grate der Zentral-Alpen richtig erkannt werden. Wie das systematische Studium der Kare, ist



Fig. 174. Kare über der Alpe du Pin im Vénéontal in den französischen Alpen.

auch das der Rücken jüngeren Geographen, die einen Sommer in den Alpen zubringen wollen, sehr zu empfehlen; die typischen Formen und die Bezeichnungen für ihre Beschreibung könnten auf diese Weise aufgestellt werden.

Vergletscherte Gebirge in verschiedenen Teilen der Erde. Nicht nur in den Alpen finden wir Formen glazialen Ursprungs entwickelt, auch die weniger hohen Gebirge Mittel-Europas zeigen glaziale Züge, wenn auch nur von geringerer Größe, wie die Arbeiten von Partsch[26], Martonne[27] und vielen anderen ergeben haben. Alle vergletscherten Gebirgszüge der ganzen Welt weisen die gleichartigen, durch die glaziale Erosion geschaffenen Formen auf und führen damit die Wichtigkeit dieser Formen für das Landschaftsbild deutlich vor Augen. Die Fjorde Norwegens bieten Formen dar, die unwiderlegliche Zeugen einer kräftigen und reifen glazialen Erosion darstellen.[28] Die ältere Erklärung der Fjorde, die in ihnen das Werk von Verwerfungen oder normaler Erosionsvorgänge sah, ist völlig unhaltbar. Wenn man die steilen Kliffe aus hartem Granit sieht, welche die tiefen Fjorde einschließen, so wird es einem allerdings zunächst sehr schwer, zu begreifen, daß sie durch das Eis ausgearbeitet sein können. Allein mit Rücksicht auf ihre Größe würde es *a priori* nicht wunderbarer erscheinen, daß sie durch die fortdauernde Erosion enorm mächtiger Gletscher erzeugt sind, als daß sie ihren Ursprung der langsam arbeitenden Verwitterung und normalen Erosion verdanken. Sobald man jedoch die Fjordwände kritisch untersuchte, würde es sofort klar sein, daß die normale Erosion absolut unfähig ist, derartige Formen zu erzeugen und daß diese eben zu jenen Formen gehören, wie sie die glaziale Erosion mit der Zeit schaffen muß, wenn überhaupt die Gletscher eine solche Erosion auszuüben imstande sind. Die Trogwände imponieren in ihrem ununterbrochenen Zusammenhang; wenn sie zuweilen durch den Austritt von Seitentälern unterbrochen sind, hängen die Böden dieser Täler meistens hoch über dem Fjordwasser und daher noch höher über dem Fjordboden; und die hängenden Zuflüsse bilden wundervolle Kaskaden, deren sprühende Wasser sich so wenig in Schluchten verstecken, daß sie oft meilenweit längs der Fjorde sichtbar sind. Öffnet sich ein seitliches Tal unter dem Wasserspiegel, so offenbaren die Lotungen im Fjordaste eine plötzliche Tiefenabnahme an der Mündung; es ist darum nicht weniger ein Hängetal, weil es

ertrunken ist. Immerhin finden sich auch normale Schluchten an den Wänden einiger Fjorde, wie z. B. in einigen Verzweigungen des Hardanger-Fjords, die in einem eigenartigen und noch unerklärten Gegensatz zu den uneingeschnittenen Mündungen benachbarter Hängetäler stehen; sie ließen sich vielleicht mit der normalen Erosion der Interglazialzeiten in Zusammenhang bringen. Postglaziale Veränderungen sind hier in auffallend geringem Maße vorhanden.

Was die Fjorde betrifft, so ist es sehr wohl möglich, daß eine postglaziale Versenkung der skandinavischen Halbinsel die Tiefe der Fjorde vergrößert hat, aber den Beweis für eine derartige Senkung darf man nicht einfach darin finden, daß die Fjordtröge jetzt vom Meerwasser eingenommen werden, da die Fjorde trotz ihrer großen Tiefe auch durch Gletscher unter dem Meeresniveau ausgehöhlt werden konnten, während das Land seine gegenwärtige Höhenlage besaß. Da die skandinavischen Hochländer zum größten Teil von einer mächtigen und ausgedehnten Eiskappe bedeckt waren, wird manche präglaziale Wasserscheide durch überfließendes Eis mehr oder weniger erniedrigt worden sein. Ein vorzügliches Beispiel findet sich am oberen Ende des Sundal und ist zuerst von einem meiner früheren Schüler erklärt worden.[29] Es ist von verschiedenen Beobachtern festgestellt worden, daß die heutige Wasserscheide zwischen den atlantischen und baltischen Flüssen westlich von der Eisscheide der großen skandinavischen Kappe gelegen ist, und aus diesem Grunde ist es wahrscheinlich, daß die präglaziale Wasserscheide noch weiter im Westen lag und ihre heutige Lage der Erosion durch überfließende Gletscher verdankt.

Das schottische Hochland weist überaus zahlreiche Spuren glazialer Erosion auf. Kare oder „Corries“ finden sich massenhaft; ihre Hinter- und Seitenwände laufen vielfach in scharfe Spitzen und Rücken aus, und ihre vorderen Stufen fallen zu breiten Trögen ab, die durch das Fehlen hervortretender Sporne ausgezeichnet sind. Seen sind in den Karen wie auch in den Trogbetten in großer Zahl vorhanden. In viele übertiefte Trogmündungen ist das Meer eingedrungen; auf diese Weise ist manches präglaziale Tal in einen Meeresarm verwandelt und eine Küstenlinie von ganz außerordentlicher Unregelmäßigkeit geschaffen worden. Der glaziale Ursprung der Kare und See-

becken der Hochländer ist von verschiedenen britischen Beobachtern schon längst erkannt worden.[30] Harker[31] hat vor kurzer Zeit auf den Einfluß aufmerksam gemacht, den die rückschreitende glaziale Erosion für die Zuschärfung mancher Spitzen auf der Insel Skye besitzt; Blanford[31a] hat auf die Trogform der schottischen Glens mit ihren spornlosen Seitenwänden und Hängetälern hingewiesen, aber erst ganz kürzlich hat man eingesehen, daß die Meeresbuchten ihre Entstehung der glazialen Erosion unter dem Meeresspiegel, ohne das Hinzutreten einer postglazialen Senkung, verdanken mögen.

Von Interesse in diesem Zusammenhange sind auch die Gebirge des englischen Seengebiets und von Nord-Wales, weil sie zahlreiche Beispiele für eine mäßige glaziale Erosion bieten, die zwar hinreichte, um typische Kare in den domförmigen Bergmassen und trogartige Formen in den Haupttälern zu erzeugen, aber die Landschaft nicht so vollständig umzugestalten vermochte wie in den schottischen Hochländern oder in den Zentralalpen. Das Gebiet am Snowdon, des höchsten Berges von Nord-Wales, sei vor allem zum Studium empfohlen, da hier normale und glaziale Formen dicht beieinander in ausgezeichneter Weise entwickelt sind.[32] Fig. 83 und 84 stellen in schematischer Weise die präglaziale und die gegenwärtige Form des Snowdon dar.

Die zahlreichen Ketten der Rocky Mountains weisen die allerverschiedensten, durch glaziale Erosion entstandenen Formen auf. Die Gebirgszüge Colorados zeigen Kare, hängende Seitentäler, übertiefte Haupttaltröge und sehr gut erhaltene Endmoränen in verschiedenen Entwicklungsstadien. Durch die rückschreitende Erosion der Kare sind die normal unterjochten, domförmigen Gipfel oft in scharfe Spitzen, und die gerundeten, ausgeglichenen Rückenhänge in gezackte Grate verwandelt worden. Der La Plata-Peak in der Sawatsch Range ist ein vorzügliches Beispiel hierfür.[33] An dem benachbarten Mt. Erbert dagegen sind die Kare noch nicht so tief ausgehöhlt, daß der Dom und die Sporne zwischen ihnen vollkommen zugeschärft sind; der Berg besitzt daher noch denselben gerundeten Gipfel wie die nicht vergletscherten, niedrigeren Gebirge in seiner Umgebung, wie, aller Wahrscheinlichkeit nach, alle, auch die schärfsten Gipfel in präglazialer Zeit gestaltet waren.

Die Big Horn-Range in Wyoming enthält an ihrem breit-

gewölbten Kamm eine große Zahl gut ausgebildeter Kare. Matthes[34] hat sie in ausgezeichneter Weise kartographisch aufgenommen und beschrieben und darauf hingewiesen, daß eines der tieferen Kare des östlichen Abhangs den oberen Teil eines höherliegenden Kars, das ursprünglich sich nach Westen öffnete, unterschnitten und angezapft hat. Die Uinta-Range weist Kare von ungewöhnlicher Größe auf, zwischen denen die höheren Rücken zu außerordentlich schmalen, heugabelähnlichen Formen reduziert sind.[35]

Je weiter man in den Rocky Mountains nach Süden geht, in um so größere Höhen ziehen sich die Kare zurück, um so geringer wird ihre Größe und um so häufiger die unveränderten normalen Gebirgsformen. Gegen Norden hin dagegen findet man, daß die Kare immer größer, die Taltröge immer breiter und tiefer werden, und daß die Endmoränen in einem stets niedrigeren Niveau auftreten. Die Gebirgslandschaft der höheren Ketten von



Fig. 175. Die Sir Donald-Kette im Selkirkgebirge, Canada, gegen Nordosten gesehen.

Nord-Montana ist größtenteils glazialen Ursprungs, und die Rocky Mountains und die Selkirk-Range Canadas bieten völlig alpine Formen dar; der Mt. Assiniboine z. B. ist eine Pyramide, die an Schärfe der Form dem Matterhorn kaum nachsteht. Die Spitzen und Grate der Sir Donald-Kette (Fig. 175), östlich von der Glacier Station (*G*) an der Canadisch-Pazifischen Eisenbahn, stehen in offenkundiger Beziehung zu den Karen, die unter ihnen ausgearbeitet worden sind. Diese liegen in großer Höhe über den reifen

Trogwänden, deren glatt abgescheuerte, spornlose Hänge sehr auffallend sind, aber das Querprofil des Troges ist weit geöffnet und nicht etwa U-förmig.

Eines der besten Beispiele, das man sich denken kann für eine Lücke durch ein Gebirge, die durch einen überfließenden Gletscher erniedrigt ist, sieht man in dem reifen Troge, in dem die Eisenbahn die Selkirk-Kette am Rogers-Paß kreuzt. Die unteren Abhänge der benachbarten Gebirge, Mts. Tupper und Macdonald (*T* und *M*, Fig. 175), die sich im Norden und Süden des Passes (*P*) erheben, wurden stark unterschnitten, als der nach Osten überfließende Gletscherarm die Lücke vertiefte und verbreiterte; gleichzeitig hat die rückschreitende superglaziale Ver-

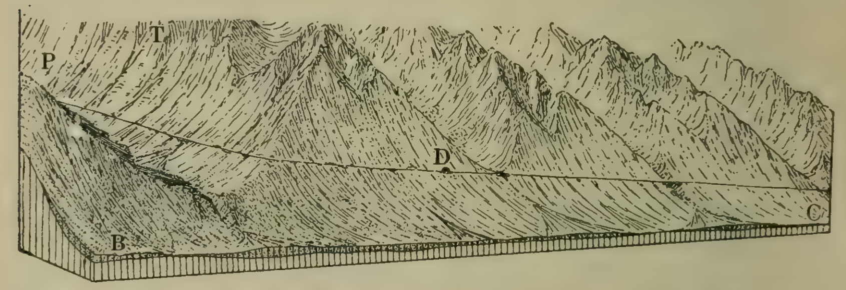


Fig. 176. Der Gletschertrog des Beaver Creek im Selkirkgebirge, Canada, gegen Nordwesten.

witterung, wahrscheinlich unterstützt durch zahlreiche Bergstürze, die höheren Abhänge steiler gemacht und die Gipfel zugeschärft. Im Osten des Paßtroges, *P* (Fig. 176), ist die Eisenbahn auf der gleichmäßig abfallenden Wand eines größeren, weiter geöffneten, reifen Troges, des Tales des Beaver Creek, *BC*, geführt, wo die Konstruktion der Bahn keine Schwierigkeiten bot mit Ausnahme der Stellen, wo in Wasserfällen herabstürzende Wildbäche zu kreuzen waren. Bear Creek Station (*D*), 14 km östlich von Glacier Station, gewährt einen leichten Aufstieg zu einer Reihe sehr schöner Hängetäler, die in verschiedener Höhe über der Eisenbahn liegen; ich muß aber bemerken, daß, während Fig. 175 eine sorgfältige Skizze nach der Natur darstellt, Fig. 176 nur ein Diagramm ist, das auf Grund von Notizen bei einem Ausfluge im Sommer 1909 entworfen ist; der angenommene Aussichtspunkt an der östlichen Seite des Bear Creek-Tales wurde nicht besucht, und der Gebirgskamm war von meinem längs der Eisenbahn gelegenen Pfad aus nicht sichtbar.

Zweimal habe ich den Rogers-Paß überschritten, zuerst im Jahre 1897, als ich noch keine richtige Auffassung von den ausgehöhlten Karen und den zugeschärften Spitzen, den hohen Hängetälern und glattwandigen Trögen hatte, und dann 1909, als alle diese Formen, die ich vorher nur gesehen hatte, ohne sie wirklich zu erfassen, sich in ein vernünftiges, klar zu überblickendes System geordnet hatten: es war eine höchst ermutigende Erfahrung. Weiter im Westen zeigen an derselben Eisenbahnlinie die Shuswap- und Kamloops-Seen an den oberen Verzweigungen des Frazer-River-Systems in Britisch-Columbia eine deutlich glaziale Entstehungsweise, wie man selbst vom fahrenden Zuge aus an den steilen Talwänden, den abgestumpften Spornen und den seitlichen Hängetälern erkennen kann.

Der zur Verfügung stehende Raum erlaubt mir nicht, die zahllosen Gletscherspuren der höheren südlichen Teile der Sierra-Nevada Kaliforniens näher zu beschreiben. In diesem Gebiet hat Johnson zum ersten Male auf die abnorme Form und den glazialen Ursprung der Kare aufmerksam gemacht[12], hier hat Gilbert die unsymmetrischen Hänge der zwischen den Karen sich erhebenden Rücken in ihrer Abhängigkeit von der verschiedenen Exposition gegen die Sonne studiert[36], hier hat Lawson das fortgeschrittene Stadium, das die glaziale Erosion an den höheren Gipfeln erreicht hat, beschrieben[37], hier hat schließlich Gannett die Meinung ausgesprochen, daß die glaziale Ausräumung eine völlig ausreichende Erklärung selbst für den steilen, in Granit eingesenkten Trog, der unter dem Namen „Yosemite Tal“ allbekannt ist, darstellt.[38] Der zuletzt genannte Forscher ist auch der erste gewesen, der in seiner hervorragenden Arbeit über den Lake Chelan[9], der ein übertieftes Tal in den Cascade-Mountains von Washington einnimmt, den einleuchtenden und überzeugenden Vergleich zwischen einem fluviatilen Kanal und einem glazialen Trog klargelegt hat, auf denen das eigentliche Verhältnis der Hängetäler vergletscherter Gebirge beruht; denn er zeigte, daß seitlich hängende Betten sich in gleicher Weise von Flüssen wie von Eisströmen theoretisch ableiten und auch tatsächlich beobachten lassen. Willis hat zahlreiche Kare aus demselben Gebirge beschrieben und den Puget-Sound für den Trog eines großen Gletschers erklärt, der nicht so sehr in den Fels hineingegraben, wie in seine eigenen Moränen eingeschlossen ist.[39] Gegen Alaska zu treten

die durch die Vergletscherung geschaffenen Formen natürlich immer deutlicher hervor.[40] Einer der langen Meeresarme, der bekannte Lynn-Canal, zeigt in seinem innersten Teile viele Hängetäler, von denen aus sich wundervolle Kaskaden in das Meer stürzen; die schon oben angeführte Fig. 150 zeigt zwei solche Beispiele. Einige dieser Täler hängen in so großer Höhe, daß man annehmen darf, daß ihre kleinen Gletscher den Hauptgletscher nicht gleichsohlig treffen konnten, wie es bei *D*, Fig. 149, dargestellt ist. Die Baranow-Insel, auf der Sitka liegt, besteht aus einer hohen Gebirgsgruppe, die zahlreiche breite und steilwandige Kare besitzt; Fig. 157 ist nach einer rohen Skizze angefertigt. Gilbert hat uns für Alaska eine sehr wertvolle Beschreibung der Gletscher und der durch die Vergletscherung hervorgebrachten Formen in seinem Bericht über die Harriman-Alaska-Expedition von 1899 gegeben.[16]

Es ist an dieser Stelle selbstverständlich nicht möglich gewesen, mehr als eine geringe Auswahl von Beschreibungen vergletscherter Gebirge anzuführen, denn die Literatur über diesen Gegenstand ist ganz außerordentlich umfangreich; die meisten genannten Beispiele habe ich aus Gebieten gewählt, die ich durch eigene Anschauung kennen gelernt habe. Um jedoch die weite Verbreitung typischer Glazialformen darzutun, will ich noch auf die Kare und Hängetäler der höheren Regionen des Tian-Schan hinweisen, von denen ich einige im Jahre 1903 beobachten konnte, von denen wir aber eine viel größere Zahl durch Friederichsens und Merzbachers Forschungen[41] kennen gelernt haben. Dann möchte ich noch den Gletschertrog erwähnen, der vom Lake Pangong im Himalaya eingenommen wird, und den Huntington beschrieben hat[42]; ferner gewisse Hängetäler in demselben Gebirge, die aller Wahrscheinlichkeit nach auf die Tätigkeit der Gletscher zurückzuführen sind, die jedoch von ihrem Beobachter, Garwood[43], in anderer Weise erklärt worden sind; und schließlich die herrlichen Fjorde Neu-Seelands, deren glazialen Ursprung Andrews[44] in so überzeugender Weise dargetan hat.

Zusammenfassung. Es ist bemerkenswert, daß bei allen vergletscherten Gebirgen, die kritisch untersucht worden sind, sich ergeben hat, daß sie in systematischer Anordnung gerade die Formen aufweisen, die durch glaziale Erosion geschaffen werden mußten, wenn die Gletscher in Wirklichkeit die Kraft haben,

zu erodieren, und bei dieser allgemeinen Übereinstimmung wird man nicht länger die Richtigkeit der Hypothese von der bedeutenden Erosionskraft des Gletschers, auf der die Betrachtungen dieses Kapitels beruhen, in Zweifel ziehen dürfen. Das Schema der glazialen Erosion erfordert in einzelnen Fällen noch eine weitere Entwicklung, der Vorgang selbst, besonders die Entstehung der Kare, bedarf näherer Untersuchung; gute Beispiele typischer Formen, in systematischen Reihen angeordnet, müssen in ausgedehnterem Maße gesammelt und besprochen werden, als es bisher der Fall gewesen ist. Wenn also auf diesem Gebiet auch noch eine Unmenge Forschungsarbeit zu leisten ist, so können wir jetzt schon mit gutem Grunde uns über die erzielten Fortschritte freuen und die Gletschersysteme in gleicher Weise wie die Flußsysteme und die anderen erosiven Vorgänge als Faktoren von fundamentaler Wichtigkeit für die Gestaltung der Gebirge betrachten.

PRAKTISCHE ÜBUNGEN.

1. Man zeichne eine Umrißkarte einer reifen Gebirgslandschaft von starkem Relief im Maßstab von 1 : 50000 oder 1 : 100000, bei der die Teile eines Haupt- und Seitentales an ihrer Vereinigung von einem Haupt- und Nebengletscher eingenommen sind. Man mache dabei die Annahme, daß die Gletscher reife, ungefähr halbkreisförmige Querschnitte haben, daß ihre Mächtigkeit ungleich ist, aber ihre Oberflächen sich in gleicher Höhe vereinigen. An der Achse jedes Gletschers gebe man die ungefähre Tiefe des Bettes oder Gletschertroges an. Dann lasse man die Gletscher verschwinden und zeichne die Umrißlinien der von ihnen befreiten Tröge. Man beschreibe die Art, in der der seitliche Trog den Haupttrog trifft.

2a. Man zeichne eine Gruppe unterjochter Berge, wie in Fig. 119, und bezeichne die Grenzen der Talschlüsse, bis zu denen sie während einer lokalen Vergletscherung von Firn und Eis erfüllt sind. Man verändere innerhalb dieser Grenzen die Talformen, um die Ausarbeitung der Kare und Tröge in einem frühen Stadium des glazialen Zyklus darzustellen, und füge dann kleine Endmoränen hinzu.

2b. Man zeichne auf einem andern Stück Papier noch einmal diese Formen, aber verringere um ein geringes die Höhe

der nicht vergletscherten Teile, zur Veranschaulichung der Wirkung der Verwitterung und des Gekriechs, und vergrößere gleichzeitig die Kare und vertiefe und verbreitere die Tröge, um die nach einem fastreifen Stadium der Vergletscherung vorhandenen Formen darzustellen; man vergrößere schließlich die Endmoränen und erhöhe den vor der Moräne liegenden Talboden.

2 c. Man mache dasselbe für ein vollreifes Stadium einer ausgedehnteren Vergletscherung und füge große Moränen hinzu.

2 d. Jedes dieser späteren Stadien vergleiche man mit dem ersten und stelle die Unterschiede fest. Wie viele Arten neuer Formen sind aufgetreten?

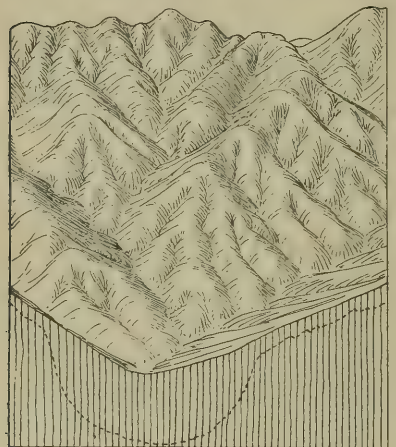


Fig. 177. Diagramm eines Gebirges.

3. An jedem der vorhergehenden Diagramme bringe man diejenigen Veränderungen an, die sich aus einer kurzen oder einer längeren Periode normaler, postglazialer Erosion ergeben würden und beschreibe diese Veränderungen.

4. Man beschreibe zunächst in empirischer, dann in erklärender Form die ganze Landschaft jedes Diagramms der Übungen 2 a—2 d, 3. Man fertige eine Liste der dabei verwendeten empirischen und erklärenden Ausdrücke an.

5. Man wähle ein Diagramm eines normalen, reifen Tales aus irgendeinem der vorhergehenden Kapitel aus und nehme an, daß es rasch niedergebogen wird, so daß ein See die Depression in der Mitte einnimmt. Man zeichne das Diagramm von neuem zur Darstellung des so entstandenen Sees. Diesen See vergleiche man mit einem, der in dem unteren Teil des übertieften Troges in dem reif vergletscherten Tale der Übung 2 c liegen würde.

6. Man zeichne noch einmal in vergrößertem Maßstabe einen Teil des im Vordergrund fastreifen Troges der Übung 2 b, nachdem sein Boden mit den von dem Gletscher herstammenden Schottern und Sanden aufgefüllt ist. Dann zeichne man eine Serie von Terrassen, die in diesem aufgeschütteten Talboden

durch den Fluß eingeschnitten und hier nur durch gelegentlich auftretende Gesteinsaufschlüsse geschützt werden. Die Einzelheiten einiger dieser Terrassen skizziere man wiederum in größerem Maßstabe und beschreibe die wesentlichsten Züge dieser Terrassen.



Fig. 178. Diagramm eines Gebirges.

7. Man zeichne die extramoränischen Terrassen eines spätreifen Tales, das der Reihe nach in drei verschiedenen Glazialperioden eine Aufschüttung erfuhr — und zwar in der ersten Periode die stärkste, in der dritten die geringste — und durch normale Erosion in den interglazialen und postglazialen Zeiten eingeschnitten wurde, jedoch ohne daß die Gesteine der Grundlage entblößt wurden. Man beschreibe die charakteristischen Formen der auf diese Weise entstandenen Terrassen und vergleiche sie mit den Terrassen der Übung 6.

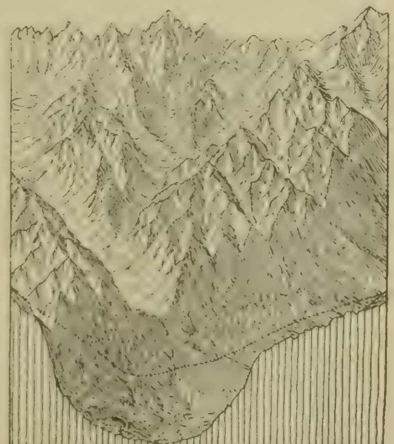


Fig. 179. Diagramm eines Gebirges.

8. Man zeichne eine Karte oder ein Diagramm eines aufgeschütteten Tales, das in der Art der Übung 6 terrassiert ist, jedoch mit einem Aufschluß, auf dem der Fluß aufgehalten wird, so daß der Talboden flußaufwärts weniger tief ausgearbeitet ist als flußabwärts. Man beschreibe die Formen dieses Gebietes.

9. Man wähle einen passenden Maßstab für Fig. 176, 177, 178 und beschreibe ihre Formen zunächst in empirischer, dann in erklärender Weise. Wie viele Formenarten sind zu erkennen? Wenn einige Züge unrichtig gezeichnet oder übertrieben zu sein scheinen, verbessere man sie.

Literaturnachweise zu Kapitel IX.

1. A. Heim. Handbuch der Gletscherkunde. Stuttgart 1885.
   H. Heß. Die Gletscher. Braunschweig 1904.
   W. H. Hobbs. Characteristics of Existing Glaciers. New York 1911.
2. E. v. Drygalski. Grönland-Expedition der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin. 1891—1893. 2 Bde. Berlin 1897. Siehe Bd. I.
3. T. C. Chamberlin. Glacial Studies in Greenland. Journ. of Geol., II, 1894, 649—666, 768—788, III, 1895, 61—69, 198—218, 469—480, 565—582, 669—681, 833—843, IV, 1896, 582—592, V, 1897, 229—240.
4. J. Geikie. The Great Ice Age. 3. Aufl. London 1894.
5. A. Penck und E. Brückner. Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909.
6. Davis. Glacial erosion in France, Switzerland and Norway. Proc. Boston Soc. Nat. Hist., XXIX, 1900, 273—322. Geographical Essays. Boston 1910, 635—689.
7. J. Playfair. Illustrations of the Huttonian theory of the earth. Edinburgh 1802. Siehe S. 102.
8. W J McGee. Glacial cañons. Journ. of Geol., II, 1894, 350—364.
9. H. Gannett. Lake Chelan [Washington]. Nat. Geogr. Mag., IX, 1898, 417—428.
   A. Penck. Die Übertiefung der Alpentäler. Verh. VII. Intern. Geogr. Kongr., Berlin 1900, II, 232—240.
   —, Glacial features in the surface of the Alps. Journ. of Geol., XIII, 1905, 1—19.
10. R. v. Lendenfeld. Der landschaftliche Charakter Neu-Seelands. Geogr. Z., IX, 1903, 241—253. Siehe Taf. VII.
11. B. Gastaldi. On the effects of glacier erosion in Alpine valleys. Quart. Journ. Geol. Soc., XXIX, 1873, 396—401.
12. W. D. Johnson. The work of glaciers in high mountains. Science, N. S. IX, 1899, 112—113.
    —, The profile of maturity in Alpine glacial erosion. Journ. of Geol., XII, 1904, 569—578.
    W. H. Hobbs. The cycle of mountain glaciation. Geogr. Journ., XXXV, 1910, 146—153, 268—284.
13. I. C. Russell. Glaciers of Mt. Rainier [Washington]. 18. Ann. Rep., U. S. Geol. Surv. II, 1898, 349—423. Siehe S. 379.
14. F. Jaeger. Forschungen in den Hochregionen des Kilimandscharo. Mitt. a. d. Deutsch. Schutzgeb., XXII, 1909, 113—146, 161—197. Siehe S. 161.
15. J. Sölch. Studien über Gebirgspässe mit besonderer Berücksichtigung der Ostalpen. Forsch. D. Landes- und Volksk., XVII, 1908, 119—273.
16. G. K. Gilbert. Harriman Alaska Expedition: Alaska. III. Glaciers and glaciation. New York 1904. Siehe S. 210.
17. A. R. Wallace. The ice age and its work. Fortnightly Rev., N. S. LIV, 1893, 616—633, 750—774.

18a. A. Penck und E. Brückner. Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909. Siehe S. 107.

E. Huntington. A geological reconnaissance in central Turkestan. Pumpelly's Expedition in Turkestan. Carnegie Inst. Washington 1905, 159—216. Siehe S. 201.

G. Prinz. Die Vergletscherung des nördlichen Teiles des zentralen Tien-Schan-Gebirges. Mitt. Geogr. Ges. Wien, LII, 1909, 10—75.

18b. Davis. River terraces in New England. Bull. Museum Comp. Zool., XXXVIII, 1902, 279—346. Geographical Essays. Boston 1910, 514—586.

—, The terraces of the Westfield River, Mass. Amer. Journ. of Sc., 4. Ser. XIV, 1902, 77—94.

19. —, Glacial erosion in the valley of the Ticino. Appalachia, IX, 1900, 136—156.

—, The sculpture of mountains by glaciers. Scott. Geogr. Mag., XXII, 1906, 76—89. Geographical Essays. Boston 1910, 617—634.

20. A. C. Ramsay. On the glacial origin of certain lakes in Switzerland. Quart. Journ. Geol. Soc., XVIII, 1862, 185—204.

21. E. Richter. Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. Pet. Mitt. Erg.-H. 132, 1900.

22. A. Penck und E. Brückner. Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909. Siehe S. 599.

23. F. Nußbaum. Die Täler der Schweizer Alpen. Wiss. Mitt. d. schweiz. alpinen Museums, No. 3, 1910. Siehe S. 10—20.

23a. V. Turnau. Beiträge zur Geologie der Berner-Alpen. Der prähistorische Bergsturz von Kandersteg. . . . . . Diss. Bern 1906.

J. Oberholzer. Monographie einiger prähistorischer Bergstürze in den Glarner Alpen. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 39. Lfg., 1900.

24. A. Penck und E. Brückner. Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909. Siehe S. 860.

25. H. Schardt. La pierre des Marmettes et la grande moraine de blocs de Monthey (Valais). Ecl. geol. Helv., X, 1908, 555—566.

26. J. Partsch. Die Vergletscherung des Riesengebirges zur Eiszeit. Forsch. D. Landes- und Volksk., VIII, 1894, 99—194.

P. Wagner. Die Seen des Böhmerwaldes. Wiss. Veröff. Ver. Erdk. Leipzig, 1897.

27. E. de Martonne. Sur la formation des cirques. Ann. de Géogr., X, 1901, 10—16.

28. A. Helland. Om bottner og saekkedale samt deres betydning for theorierne om dalenes dannelse. Geol. fören. förhandl., XI, 1875, 342—356.

E. Richter. Geomorphologische Beobachtungen aus Norwegen. Sitz.-Ber. Ak. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., CV, 1896, Ab. I, 147—189.

H. Reusch. Nogle bidrag til forstaaelsen af hvorledes Norges dale og fjelde er blevne til. Norges Geol. Unders., XXXII, 1901, 124—217, 239—263.

Davis. Glacial erosion in France, Switzerland and Norway. Proc. Boston Soc. Nat. Hist., XXIX, 1900, 273—322. Geographical Essays. Boston 1910, 635—689.

F. Machaček. Geomorphologische Studien aus dem norwegischen Hochgebirge. Abh. Geogr. Ges. Wien, VII, 1908, No. 2.

29. R. L. Barrett. The Sundal drainage system in central Norway. Bull. Amer. Geogr. Soc., XXXII, 1900, 199—219.
30. J. Geikie. The Great Ice Age. 3. Aufl. London 1894. Siehe S. 227.
—, Earth sculpture. London 1898. Siehe S. 230.
31. A. Harker. Glaciated valleys in the Cuillins, Skye. Geol. Mag., 4. Dec. VI, 1899, 196—199.
31a. W. T. Blanford. On a particular form of surface, apparently the result of glacial erosion, seen on Loch Lochy and elsewhere. Quart. Journ. Geol. Soc., LVI, 1900, 198—204.
R. S. Tarr. Glacial erosion in the Scottish Highlands. Scott. Geogr. Mag., XXIV, 1908, 575—587.
32. Davis. Glacial erosion in North Wales. Quart. Journ. Geol. Soc., LXV, 1909, 281—350.
33. —, Glaciation of the Sawatch Range, Colorado. Bull. Museum Comp. Zool., XLIX, 1905, 1—11.
34. F. E. Matthes. Glacial Sculpture of the Bighorn Mountains, Wyoming. 21. Ann. Rep. U. S. Geol. Surv., II, 1900, 167—190.
N. H. Darton. Geology of the Bighorn Mountains. U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. No. 51, 1906. Siehe S. 71.
35. W. W. Atwood. Glaciation of the Uinta and Wasatch Mountains. Ebenda, Prof. Pap. No. 61, 1909.
36. G. K. Gilbert. Systematic asymmetry of crest lines in the High Sierra of California. Journ. of Geol., XII, 1904, 579—588.
37. A. C. Lawson. The geomorphogeny of the upper Kern basin [California]. Bull. Dep. Geol. Univers. of California, III, 1904, 291—376.
38. H. Gannett. The origin of Yosemite valley. Nat. Geogr. Mag., XII, 1901, 86—87.
D. W. Johnson. The origin of the Yosemite valley. Appalachia, XII, 1910, 138—146.
39 B. Willis. Drift phenomena of Puget Sound. Bull. Geol. Soc. Amer., IX, 1898, 111—162.
40. R. S. Tarr. Glacial erosion in Alaska. Popular Sc. Monthly, LXX, 1907, 99—119.
41. Siehe die Literaturnachweise 10. zu Kapitel VI.
42. E. Huntington. Pangong: a glacial lake in the Tibetan plateau. Journ. of Geol., XIV, 1906, 599—617.
43. E. J. Garwood. On the origin of some hanging valleys in the Alps and Himalayas. Quart. Journ. Geol. Soc., LVIII, 1902, 703—717.
—, Features of Alpine scenery due to glacial protection. Geogr. Journ., XXXVI, 1910, 310—339.
44. E. C. Andrews. Some interesting facts concerning the glaciation of South-Western New Zealand. Rep. Australas. Ass. Adv. of Sc. X, 1904, 189—205.
—, The ice-flood hypothesis of the New Zealand sound basins. Journ. of Geol., XIV, 1906, 22—54.

X. KAPITEL.

DER MARINE ZYKLUS: KÜSTENFORMEN.

Erklärungen des Begriffs. Ein Streifen Landes von nicht scharf bestimmter Breite, der an das Meer grenzt, wird Küste genannt. Die Küsten- oder Uferlinie liegt dort, wo Wasser und Land einander berühren. Diese Linie schwankt mit den Gezeiten; der gewöhnlich mit Sand oder Geröll bedeckte Streifen zwischen ihrer inneren Lage bei Flut und ihrer äußeren bei Ebbe heißt im allgemeinen der Strand. Dann folgt ein Uferstreifen des Meeresbodens; darunter versteht man jenes Stück des Meeresbodens längs der Küste, das von Wellen, Gezeiten und Strömungen noch stark beeinflußt wird. Im allgemeinen braucht man den Ausdruck Küste in bezug auf den Landessaum, und Ufer als den Rand des Meeres. Küste des Landes und Uferstreifen des Meeresbodens sollten gemeinsam betrachtet werden, denn sie sind in verschiedener Hinsicht genetisch miteinander verbunden; wir wollen jedoch hier hauptsächlich den Küstenformen unsere Aufmerksamkeit zuwenden.

Behandlung der Küstenformen. Nirgends kann man besser die Unterschiede zwischen verschiedenen Systemen für die Beschreibung der Landformen wahrnehmen als bei der Behandlung der Küstenformen. Einige Geographen haben eine Anzahl verschiedener Küstenformen als strukturelle Erscheinungen in fast völliger Unabhängigkeit voneinander empirisch beschrieben, ohne Rücksicht auf die Vorgänge, die die Formen hervorgebracht haben, oder auf das Entwicklungsstadium, das die Vorgänge erreicht haben. Andere haben alle Küstenformen als das Ergebnis der Arbeit gewisser Vorgänge erklärt, ohne wiederum die verschiedenen Formen systematisch miteinander zu verknüpfen und die normale Aufeinanderfolge junger, reifer und alter Formen klar aufzustellen: nach diesem System hat man verschiedene Formen zuerst mehr oder weniger empirisch beschrieben und dann später genetisch erklärt, allein wieder ohne die mannigfaltigen Formen in normalen, genetischen Reihen anzuordnen.

Alle diese Methoden haben allerdings ihre eigenen Vorteile; aber nach meinem Urteil ist es hier, wie überhaupt bei der Betrachtung der Landformen, besser, die Sache systematisch zu behandeln. Hat man eine gewisse Zahl tatsächlicher Küsten beobachtet und erklärt, so sollte man darnach streben, allgemeine Schemata zu bilden, um die beobachteten Formen in eine zweckentsprechende Klassifikation zu bringen, und gleichzeitig eine Anzahl neuer gedachter Formen abzuleiten, mit denen die Zwischenräume in den Reihen der beobachteten Formen ausgefüllt werden können. Sind auf diese Weise genügende Fortschritte erzielt, so wird es wünschenswert sein, eine Darstellung der Ergebnisse zu liefern, und nichts scheint für eine solche so gut geeignet, als mit dem Anfang — d. h. den Urformen — zu beginnen und mit allen Folgeformen systematisch fortzufahren, bis die durch die Meeresvorgänge hervorgebrachten Endformen gefunden werden. Man braucht auf diese Weise keine empirische Einleitung; jede wichtige Küstenform kann sehr gut dadurch bestimmt werden, daß man sie nur dann beschreibt und erklärt, wenn sie systematisch an die Reihe kommt. Wenn man eine Darstellung für vorgeschrittenere Studenten liefern will, die schon allgemeine geographische Ideen gewonnen haben, ist es nicht nötig, mit tatsächlichen Beispielen anzufangen: es ist in vieler Hinsicht vorteilhafter, die tatsächlichen Beispiele nur als Bestätigung für die gedachten Formen anzuführen.

Allerdings wird die Anwendung des allgemeinen Zyklusschemas bei der Behandlung der Küsten dadurch etwas erschwert werden, daß jede Bewegung der Landmasse sogleich als eine Unterbrechung des Zyklus eingetragen wird; es erscheint jedoch zweckmäßig, eine stillstehende Landmasse — oder, wenn wir die Ansichten von v. Richthofen annehmen, eine sehr langsam und gleichmäßig sinkende Landmassse — provisorisch vorauszusetzen und die normal aufeinander folgenden Ergebnisse der auf einer solchen Landmasse arbeitenden Meeresvorgänge abzuleiten. Wenn gewisse Glieder der Reihe den Tatsachen entsprechen, dürfen wir die Voraussetzungen für gerechtfertigt halten; ist das nicht der Fall, so müssen wir die erste Voraussetzung verwerfen und neue erfinden, bis wir endlich in den Besitz geeigneter Reihen von gedachten Küstenformen gelangen, deren Bezeichnungen für die erklärende Beschreibung der tatsächlichen Formen verwendet werden können. Unter den ver-

wickelteren Voraussetzungen, die wir prüfen müssen, werden sicher mancherlei Unterbrechungen des einfachen Zyklus ihren Platz finden; wir werden jedoch erst imstande sein, diese zu betrachten, wenn wir den einfachen Zyklus kennen gelernt haben. Es dürfte schließlich eine große Empfehlung für das Zyklusschema überhaupt sein, wenn es sich ebensogut für Küstenformen wie für Landformen im allgemeinen als geeignet erweist.

Erst vor etwa zwölf Jahren habe ich den marinen Zyklus kurz entworfen[1]; mein Schüler Gulliver hat ihn dann viel ausführlicher behandelt[2] und eine große Anzahl tatsächlicher, auf Küstenkarten dargestellter Beispiele zu seiner Veranschaulichung beigebracht. Er war es, der zuerst die sehr guten englischen Bezeichnungen: *initial*, *sequential* und *ultimate Forms*, Ur-, Folge- und Endformen, einführte, die in diesen Vorlesungen ja schon so oft gebraucht worden sind. Seit dem Erscheinen seiner Arbeit hat sich mir die Anwendung der Grundsätze des Zyklus bei der Beschreibung der Küstenformen immer mehr als praktisch und nützlich erwiesen, so daß ich sie geradezu für ein unentbehrliches Hilfsmittel ansehen muß. Daher werde ich in diesem Kapitel nicht die älteren, mehr oder minder empirischen Methoden für die Behandlung der Küstenformen annehmen, sondern wie in den anderen Abschnitten die systematische Methode gebrauchen und danach streben, eine Reihe gedachter Formen deduktiverweise abzuleiten, die uns dann für die Behandlung tatsächlicher Formen von Nutzen werden; die Deduktion ist aber hier eher eine Darstellungs- als eine Forschungsmethode.

Struktur, Vorgang und Stadium bei den Küstenformen. Die Urform einer Küste entsteht durch die Bewegung eines litoralen Gebietes, in dem ein auftauchender Meeresboden oder eine untertauchende Landmasse mit Rücksicht auf die allgemeine Erosionsbasis der Meeresoberfläche in eine neue Höhenlage gebracht wird und damit die Bildung einer neuen Küstenlinie veranlaßt. Hier wie sonst müssen wir Struktur, Vorgang und Stadium in Betracht ziehen. Die Struktur, die Gesteinszusammensetzung, Gesteinsanordnung, die Oberflächenform des Gebietes zur Zeit des Auf- oder Untertauchens und seine Höhe mit Rücksicht auf den Meeresspiegel umfaßt, ist in der bisher befolgten Weise zu behandeln. Vorgang schließt alle Wirkungen des Meeres, auch die normale Verwitterung und Abspülung der Küsten ein; die zerstörende Tätigkeit des Meeres wird allerdings als „Ab-

rasion“ meist von der „Erosion“ geschieden. Stadium wird wie stets angewandt, um den Grad des Fortschreitens der die Folgenformen schaffenden Vorgänge anzugeben, die bei dem Angriff einer Landmasse beteiligt waren, und zwar von dem durch irgendwelche Krustenbewegungen hervorgebrachten anfänglichen Herantreten der Masse an die Vorgänge, durch einen ganzen, ungestörten Zyklus systematischer Folgeveränderungen hindurch bis zur endlichen Abrasion der Masse zu der Endform einer unterseeischen Plattform von unbestimmter Tiefe. Wenn wir den vollständigen, ungestörten Zyklus betrachtet haben, werden wir den Einfluß von Bewegungen, die in jedem Stadium eine Unterbrechung hervorrufen können, untersuchen.

Die Beschreibung einer Küste sollte daher nicht unternommen werden, ehe man die frühere Form, deren Rand sie bildet, erfaßt hat, und auch diese muß nach der Methode: Struktur, Vorgang und Stadium behandelt werden. Gelangt die derart erklärte frühere Form — sei sie nun ein Meeresboden oder eine Landoberfläche — in eine neue Höhenlage zum Meeresspiegel, so sind die wesentlichen Formen der vom Meere neu angenommenen Urküstenlinie verständlich, und von diesen lassen sich dann die durch marine Vorgänge hervorgebrachten Folgeformen des neuen Zyklus systematisch ableiten.

Verwitterung im gewöhnlichen Sinne findet am Meeresgrunde nicht statt, mit Ausnahme der zur Ebbezeit bloßgelegten Streifen. Einen Wechsel der Temperatur und Feuchtigkeit gibt es praktisch unter dem Meere nicht; nur eine Art langsamer, chemischer Zersetzung ist vorhanden, wie es z. B. der veränderte Zustand von Gesteinsbruchstücken deutlich macht, welche die Baggermaschinen von den glazialen Ablagerungen des Meeresbodens an der Küste Neu-Englands heraufbefördern. An der Küste selbst, oberhalb des Meeresspiegels, sind normale Verwitterung, Abspülung und Gekriech, wie schon erwähnt, in Tätigkeit und werden vom Meereswasser unterstützt, insoweit es durch Sturm und Wellen an die Küste gepeitscht wird. Die normalen zerstörenden Vorgänge wie auch die Flüsse sind für die Entwicklung der Küstenformen von Bedeutung, weil sie den Uferwellen und Strömungen einen Teil des Schuttes verschaffen, mit dessen Hilfe sie reiben und mahlen können. Die auf Zerstörung gerichtete Tätigkeit mechanischer Natur auf dem Meeresgrunde ist das Ergebnis von Stoß und Reibung der durch die Wellen und Strömungen

bewegten Bruchstücke und Sedimente; die mechanische Wirkung des Wassers allein ist gering im Vergleich mit der der Felsbruchstücke, die das bewegte Wasser mit sich schleppt oder umherschleudert.

Marine Abrasion. Die Bewegung der Wellen stellt sich auf dem seichten Meeresboden als eine abwechselnd nach vorwärts und rückwärts gerichtete Bewegung von kurzer Periode dar; selten übersteigt diese acht bis zehn Sekunden und erreicht gewöhnlich — ausgenommen ganz nahe am Ufer — nur Strecken von einigen Zentimetern oder Dezimetern. Die Strömungen dagegen wirken mindestens ein paar Stunden lang ununterbrochen in einer Richtung, wie die Gezeitenströmungen, oder sogar Tage und Monate lang, und zwar Jahrtausende hindurch, wie die großen, vom Winde abhängigen ozeanischen Strömungen.

Die Strömungen an sich sind jedoch selten kräftig genug, um Ablagerungen vom Meeresboden emporzuheben und fortzutragen; sie können aber die feinkörnigen Stoffe am Grund entlang schleppen, besonders wenn die Teilchen von den Wogen in leichte Erregung gebracht sind. Die Wellenbewegung ist unregelmäßig und veränderlich nach Maß und Richtung; an der Meeresoberfläche steigt sie von Null bei ruhigem Wetter bis

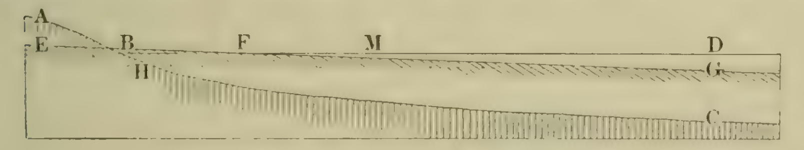


Fig. 180. Die Wellenenergie an Steil- und Flachküsten.

zu ihrem Höchstgrad bei Sturm, aber selbst dann übt die Wellenbewegung in Tiefen von 200, 300 oder 400 m keinerlei Wirkung mehr aus. Die Tiefe, bis zu der die Wellen den Boden noch zu beeinflussen vermögen, ist in Fig. 180 durch die punktierte Linie *GH* angedeutet. An Steilküsten, *ABC*, wird die gesamte Wellenenergie in der nächsten Nähe des Ufers, *HB*, aufgewendet, und die maximale Arbeit wird gerade am Ufer, *B*, geleistet. An Flachküsten, *EFG*, werden die Wellen an dem breiten Streifen, *GF*, arbeiten, ihr Maximum in einer gewissen Entfernung vom Ufer, *M*, erreichen und etwas entkräftet an das Ufer kommen. Das Werk der marinen Abrasion vollzieht sich hauptsächlich zur Zeit der Stürme, wie ja auch das der Flußerosion vorwiegend während des Hochwassers vor

sich geht. Wenn die Sturmwellen an dem Ufer branden, kann die Verschiebung der Wasserteilchen nach vorwärts und rückwärts auf 10 oder 20 m anwachsen. Da die Böschung des Ufers fast immer etwas steiler ist als die des sich anschließenden Meeresgrundes, gelangen die Wellen zur Flutzeit weniger geschwächt an das Ufer als zur Ebbezeit.

Charakteristisch für die marine Abrasion ist es, daß ihre Tätigkeit horizontal längs des Ufers stattfindet, wo die Küste abgeschnitten und dadurch ein steiles, zurückweichendes Küstenkliff, *EG* (Fig. 181), und eine fast ebene Plattform, *GC*, erzeugt wird.

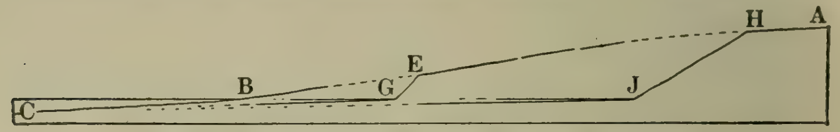


Fig. 181. Zurückgeschnittene Kliffe und abradierte Plattformen.

Bei diesem Zurückschreiten wird das Kliff im allgemeinen an Höhe, *HJ*, zunehmen, mit Ausnahme der Stellen, wo ein sich landeinwärts neigender Hügel oder Rücken abgeschnitten wird. Zur gleichen Zeit wird die Plattform, *CJ*, breiter und ihr Außenrand etwas tiefer; es geht jedoch die Tieferlegung der Plattform weit langsamer vor sich als das Zurückschneiden des Kliffs.

In einem vorgeschrittenen Stadium des idealen Zyklus mariner Erosion muß sich aber eine Grenze für die Zunahme der Kliffhöhe finden, wo das weitere Zurückweichen überaus langsam

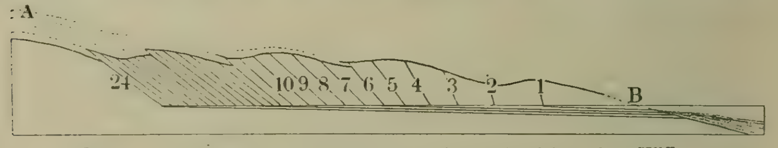


Fig. 182. Abtragung der Landoberfläche und Zurückweichen eines Kliffes.

wird: dann gleicht sich die Höhe der Kliffs infolge allgemeiner Zunahme der Urlandhöhe nach dem Innern zu durch die allgemeine Abtragung der Landoberfläche aus, wie es in Fig. 182, Stadien 15—24, dargestellt ist. Von dieser Zeit an werden die Kliffe immer niedriger, bis im Greisenalter des Zyklus das ganze Landgebiet aufgezehrt ist. Die Tiefe der Plattform, zu der eine stillstehende Landmasse nach und nach durch Abrasion von unbestimmter Dauer abgetragen werden kann, ist nicht bekannt; theoretisch betrachtet muß aber die Plattform immer niedriger werden, bis ihre langsam sich loslösenden Bestandteile durch

die sanfte Reibung der Partikel aneinander infolge der Wellenbewegung nicht mehr fortgeschafft werden. Diese unbekannte Tiefe der Abrasion im Greisenalter des marinen Zyklus hat Gulliver Wellenbasis genannt. Es mag aber sogleich erwähnt werden, daß keine Beispiele mariner Abrasion im Stadium des Greisenalters nachgewiesen sind, selbst spätreife Stadien mariner Abrasion sind selten.

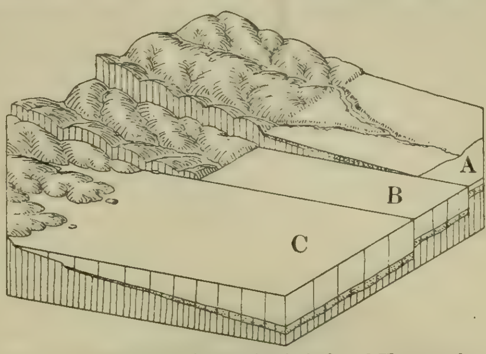


Fig. 183. Küstenveränderung durch Auf- und Untertauchen des Landes.

Die zwei Hauptklassen der Küstenformen. Man kann die Küsten ihrer Entstehungsweise nach in zwei Hauptklassen einteilen. Die erste Klasse umfaßt die Fälle, bei denen ein Meeresboden teilweise bloßgelegt wird, *A* (Fig. 183 und 184). Da die meisten Meeresböden wenig gegliederte Formen von kleinem Relief besitzen, haben derartige Küsten gewöhnlich einfache und niedrige Urformen mit flachem Uferwasser: sie entsprechen in der empirischen Terminologie den Flachküsten. Ihnen gegenüber stehen diejenigen Küsten, bei denen eine mehr oder weniger zerschnittene Landoberfläche teilweise vom Meere bedeckt wird, *C* (Fig. 183 und 184); sie zeigen im allgemeinen verwickeltere Urformen und tieferes Uferwasser und entsprechen zum Teil wenigstens den Steilküsten. Es ist kaum notwendig, hinzuzufügen, daß wenn ein früher tief versenktes Gebirgsland teilweise emportaucht, oder wenn eine Peneplain unter das Meer gerät, diese charakteristischen Züge nicht sehr deutlich ausgeprägt sein werden, so daß man diesen Küsten besondere Aufmerksamkeit widmen muß.

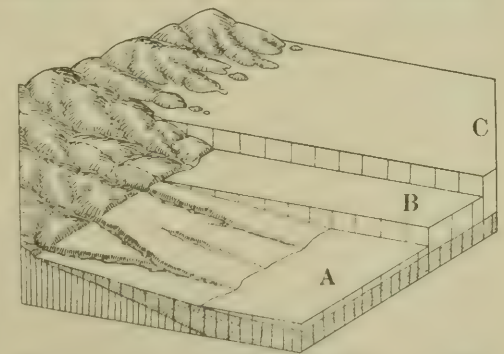


Fig. 184. Küstenveränderung durch Steigen und Fallen des Meeresspiegels.

Offenbar können die Urküstenlinien auf zweierlei Weise her-

vorgebracht werden. Wenn wir das Land als stillstehend betrachten, muß der Meeresspiegel steigen oder fallen, *C*, *A* (Fig. 184). Bleibt dagegen das Meeresniveau unverändert, so muß das Land auf- oder untertauchen, *A*, *C* (Fig. 183). Da wir bis jetzt keine Möglichkeit haben, Veränderungen des Meeresniveaus zu konstatieren, werden wir es hier im allgemeinen als unveränderlich und das Land für beweglich ansehen (Fig. 183) und die zwei Küstenarten kurz Hebungs- und Senkungsküsten nennen, ohne zu versuchen, die hier in Betracht kommende Streitfrage zu lösen.

An beiden Arten von Küsten schreitet die abradierende Tätigkeit des Meeres in Verbindung mit der normalen Erosion an der Küste in ganz systematischer Weise vor und erzeugt eine Serie von Folgeformen. Darum werden wir hier, wie in den vorangegangenen Kapiteln, versuchen, der ideellen Aufeinanderfolge der Küstenentwicklung nachzugehen und eine gedachte Typenserie aufzustellen, unter deren Bezeichnungen tatsächliche Küstenformen beschrieben werden können.

Küstenlinien an bloßgelegten Meeresböden: Hebungsküsten. Wenn durch Niveauveränderungen ein Teil eines früheren Meeresbodens als Küstenebene erscheint, so zieht sich das Meer von seiner früheren Küstenlinie zurück und nimmt eine neue an, die die jetzt freigelegten und die noch wasserbedeckten Teile des früheren Meeresbodens trennt. Wir wollen nun annehmen, daß der frühere Meeresboden von fast horizontalen Schichten überlagert war. Dann muß die neue Küstenlinie von sehr einfacher Gestalt sein, und die Küste wird für die Besiedlung sich sehr ungünstig gestalten, weil sie keine geschützten Häfen besitzt. Der noch wasserbedeckte Boden wird sehr allmählich vom Ufer nach dem tieferen Wasser hin abfallen, und die marinen Vorgänge werden meilenweit längs des neuen Uferstreifens fast gleichförmig wirken.

Junge Sandriffe. An solchen Küsten wird die erste Arbeit des Meeres nicht in der Hervorbringung eines Steilufers bestehen. Zwar werden kleine Wellen und niedrige Brandung bei schönem Wetter ihre größte Energie in der Nähe der Küstenlinie, *J*, aufwenden (Fig. 188, rechts; die Neigung des Meeresbodens ist stark übertrieben). An stürmischen Tagen aber wird die stärkste Kraft der Wellen und der Brandung nicht an der Küstenlinie, sondern in tieferem Wasser in beträchtlicher Entfernung, *B*, vielleicht 5 oder 10 km von der Küste, entfaltet, wie dies schon in Fig. 180 angedeutet wurde. Soweit

man hierüber bis jetzt orientiert ist, scheint es, daß die noch nicht verfestigten Ablagerungen, durch die Wellen und Brandung aufgerührt, ihrer Textur nach in zwei Teile zerfallen; die Sedimente von feinerer Textur werden in dem tieferen Wasser und weiter vom Lande entfernt wieder endgültig zur Ruhe kommen, wo sie dann eine breite und verhältnismäßig dünne Ablagerung bilden; die gröberen Sedimente werden nach dem seichteren Boden hingefegt, wo sie zuerst eine Sandbank oder Barre, *C*, bilden, die sich allmählich hoch genug aufbaut, um über dem Meeresspiegel als ein Sandriff, *D*, zu erscheinen, das eine Lagune, *L*, abschließt.

Wenn die verschiedenen Teile des Riffes zuerst aus dem Wasser emportauchen, werden schmale, niedrige Sandinseln entstehen; aber in dem Maße, als ihr Wachstum anhält, werden die einander benachbarten Inseln zusammenwachsen und Riffe von immer größerer Länge bilden. Die Tiefs, welche Lagunen und Ozean verbinden, werden gleichzeitig schmäler und an Zahl geringer werden. Wie der Meeresboden unmittelbar außerhalb des Riffes tiefer abgetragen wird, erfährt der Boden weiter draußen eine Aufschüttung, und gleichzeitig wird das Sandriff hauptsächlich unter der Mitwirkung von Seewinden, die den Sand von der Außenseite des Riffes in die Lagune fegen, verbreitert. Wenn auf diese Weise langgestreckte Riffe zustande gekommen sind, kann man von einer äußeren, *D*, und einer inneren Küstenlinie, *J*, sprechen. Ist aber die Neigung des Meeresbodens etwas steiler oder der Angriff der Wellen etwas schwächer als in den hier betrachteten Fällen, so ist es möglich, daß das Riff nahe an der Urküstenlinie entsteht und keine Lagune abtrennt.

Die äußere Riffseite, wo die Wellen sich jetzt brechen, wird einen Strand von außerordentlich glattem Umriß haben. Außerhalb der Brandungslinie wird der Sand des Bodens durch die schwingende Wasserbewegung gekräuselt; der Zwischenraum der einzelnen Riefen beträgt nur $^1/_{10}$ oder $^1/_{20}$ der Kammentfernung der Wellen; innerhalb dieser Linie wird der Sand des Strandes durch das Heraufstürzen und Zurückströmen des Wassers glatt gefegt. Die Brandung fällt sehr regelmäßig auf den Strand, weil er durch die Tätigkeit der Brandung selbst geschaffen wurde und daher sehr gut für das Auflaufen der Wellen geeignet sein muß. Bei ruhigem Wetter verwandelt sich die

von entfernten Stürmen herstammende Dünung des offenen Meeres allmählich in eine Brandung von zunehmender Höhe (*AD*, Fig. 185), die sich dann meilenweit fast parallel mit dem Riffe erstreckt und rhythmisch unter Getöse auf den Strand fällt (*F*). Die Ursache der Brandung liegt nicht darin, daß das Vorrücken des unteren Teils der Wellen durch Reibung am Boden verzögert wird, wie man oft behauptet; sie beruht vielmehr darauf, daß die dünne, auf dem Strand liegende Wasserschicht nicht Wasser genug enthält, um die Front der wachsenden Brandung auszufüllen, daher muß sie, ungestützt, sich überneigen

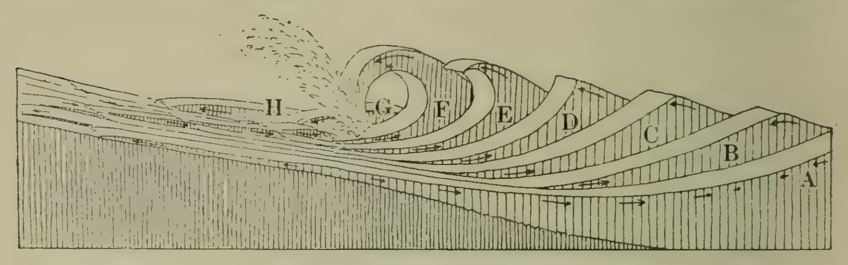


Fig. 185. Ausbildung der Brandung.

(*E*) und umkippen (*F*): eine Erklärung, die zum ersten Male von Hagen gegeben wurde. Bei einer rechtwinklig ankommenden Brandung und bei ruhigem Wetter ist die Bewegung des Sandes längs des Strandes nur gering, wenn keine Strömung vorhanden ist. Während eines Sturmes aber streben die schäumenden Wellen des offenen Meeres danach, sich rechtwinklig zu dem Winde anzuordnen; wenn sie sich jedoch dem Riff nähern, werden sie durch die Verzögerung im seichteren Wasser mehr und mehr in die Richtung des Riffes hingebogen; dann stürzt die Brandung nicht gleichzeitig, sondern fortschreitend auf die Küste, und dann wird der Sand einen Zickzackweg zurücklegen, da das Wasser fast rechtwinklig zur Küste sich wieder zurückzieht und an dem Strande entlang geschleppt wird, und um so schneller, wenn eine Strömung mit den Wellen zusammenarbeitet.

Die innere Seite des Riffes, wo der Sand in das stille Wasser der Lagune hinübergeweht wird, muß unregelmäßiger als die äußere Seite sein. Gelegentlich können während eines heftigen Sturmes die Wellen über das Riff gehen und eine große Menge Sand in das Lagunenwasser hineinfegen, wo er dann eine deltaähnliche Gestalt (Fig. 186, links) annimmt; eine derartige Form kann Sturmdelta genannt werden, und ein schönes

Beispiel eines solchen findet sich an der Küste von Texas.[3] Manchmal scheint es, daß das ursprüngliche Riff durch Anschwemmung an seiner Außenseite verbreitert oder vorgeschüttet werden kann; auch das mag der Tätigkeit eines starken Sturmes zugeschrieben werden, während dessen der Ort der Hauptabtragung des Bodens weiter seewärts als gewöhnlich zu liegen kommen wird; die neuen Sandablagerungen werden dann wahrscheinlich an der Außenseite, *F*, des früheren Riffs, *E* (Fig. 188), gelegen sein.

Man sei sich jedoch klar darüber, daß verschiedenes bei der eben gegebenen Erklärung bis jetzt durch die Beobachtung noch keine Bestätigung gefunden hat. Ein ferneres Studium der Bedingungen, Vorgänge und Formen, die während des frühesten Stadiums einer einfachen durch Hebung entstandenen Küstenlinie vorwalten, ist daher sehr zu wünschen. Sicher scheint nur zu sein, daß die Bestandteile, aus denen die Riffe sich aufbauen, vom Meeresboden und nicht vom Land stammen.

Öffnungen. Die Tendenz der Wellentätigkeit an der Außenseite des Riffs ist dahin gerichtet, in Verbindung mit den Küstenströmungen, die am Riff entlang fegen, ein fortlaufendes, ununterbrochenes Riff zu bilden. Je nachdem aber die Gezeiten an der Außenseite des Riffs steigen und fallen, werden starke ein- und ausfließende Flut- und Ebbeströmungen durch die noch offengebliebenen Öffnungen hindurchgehen. Endlich wird ein Gleichgewicht zwischen dem Bestreben der am Riffe arbeitenden Vorgänge, diese zu schließen, und dem der Gezeitenströmungen, sie offen zu halten, eintreten. Je stärker die Schwingung der Gezeiten, desto stärker die Flut- und Ebbeströmungen und desto größer die Anzahl und Breite der Öffnungen. Je schwächer die Gezeitenströmungen, desto weniger Öffnungen und desto ausgedehnter die Länge ununterbrochener Riffe. So beträgt an der Atlantischen Küste Süd-Carolinas, wo die Gezeitenschwingung stark ist, die Länge der Riffe im Durchschnitt 10—15 km. An der Küste New Jerseys sind die Gezeiten schwächer und die Riffe länger, an der von Texas noch schwächer, Öffnungen kommen hier nur selten vor, und eines der Riffe an dieser Küste dehnt sich ohne Unterbrechung 160 km weit aus.

Die Riffe an den zwei Seiten einer Öffnung sind im allgemeinen derartig angeordnet, daß die Verlängerung, *ST* (Fig. 186), der Uferlinie an einer Seite, *RS*, gewöhnlich mit der an der anderen

Seite, *TU*, nicht übereinstimmt. Ferner scheint das außen gelegene Ufer mit Rücksicht auf die beherrschende Küstenströmung, *GH*, auf der stromaufwärts gelegenen Seite der Öffnung zu liegen; das innere Ufer dagegen an der stromabwärts gelegenen Seite. Man hat folgende Erklärung für dieses Verhalten vorgeschlagen: Während der Flutzeit muß die beherrschende Strömung örtlich verzögert oder selbst umgekehrt werden, um die Erhöhung des Wasserspiegels zu verursachen; und während der Ebbezeit wiederum muß die Strömung lokal beschleunigt werden. Dann wird während der Flut der innere Saum, *HJ*, der umgekehrten Hauptströmung, *HG*, abzweigen, um durch die Öffnung hineinzufließen, und während der Ebbe wird das durch die Öffnung herausfließende Wasser, *JH*, sich an die vorbeigehende Hauptströmung, *GH*, anschließen. Eine solche Strömungsrichtung muß notwendigerweise die innere und die äußere Stellung der zwei Gestade hervorrufen.

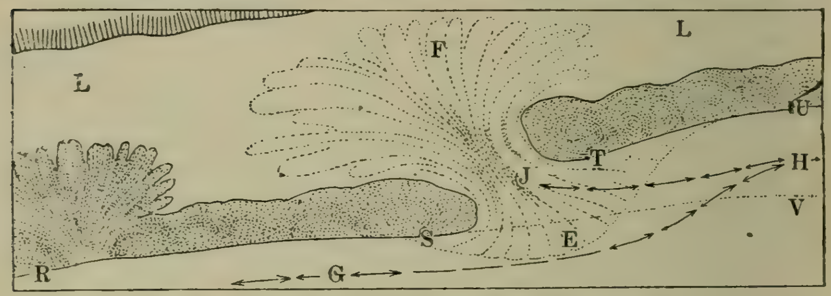


Fig. 186. Riffe, Lagune, Tief, Gezeitendelta und Sturmdelta.

Gezeitendeltas. Wenn der Sand sowohl auf dem seichtesten Uferstreifen außerhalb eines Riffes wie auf dem Strand von Wellen bewegt wird, wird er in der beherrschenden Richtung der Küstenströmung langsam an der Küste entlang wandern. Erreicht er nun eine Öffnung, wo die eingeengten ein- und ausfließenden Gezeitenströmungen viel schneller sind als die longitudinalen Küstenströmungen, so wird er bei Flut in die Lagune und während der Ebbezeit in das Meer hingefegt werden. Deltaähnliche Ablagerungen bilden sich auf diese Weise an der Innen- und Außenseite der Öffnung, *F*, *E* (Fig. 186). Das innere oder Flutdelta ist verhältnismäßig groß und besitzt eine unregelmäßige Form, weil die Wasser der Lagune zu ruhig sind, um seinen Rand eben abzuschneiden; das äußere oder Ebbedelta muß kleiner und regelmäßiger sein, da sein Rand von Wellen

und Strömungen, die über größere Kraft als die ruhigen Lagunenwasser verfügen, bestrichen wird.

Die Öffnungen scheinen die Fortschaffung von Sand in dem seichten Uferwasser in der Richtung der herrschenden Strömung nicht bedeutend zu hindern. Der Sand treibt vom Außenriff über das äußere Delta zum Innenriff in einer Zickzacklinie, welche durch die wechselnden Gezeitenströmungen und durch die herrschende longitudinale Küstenströmung bestimmt wird. Die Wassertiefe der Deltaränder ist geringer als die des Öffnungskanals, den die eingeengten Gezeitenströmungen rasch durchlaufen. Der seichteste Teil des äußeren Deltas heißt gewöhnlich „Barre". Da eine Öffnung dort besonders stark vertieft wird, wo die Flut- und Ebbeströmungen am meisten eingeengt sind, *J* (Fig. 186), hat man diesen Teil ein „Tief" genannt. In die Lagunen hinein gelangen nur Schiffe, die die äußere Barre zur Flutzeit überfahren können.

Sind die Riffe gut ausgebildet, und ist die Zahl und Ausdehnung der Tiefs soweit verringert, als es die wechselnden Gezeitenströmungen erlauben, so kann man behaupten, daß die Küste ihre Jugend erreicht hat. Der Festlandsaum kann durch die schwachen Lagunenwellen etwas zurückgewichen sein und deshalb in einer sanft ansteigenden Stufe, *J* (Fig. 188), abfallen; gleichzeitig können die seichteren Teile der Lagune durch Pflanzen und Schlamm in Gezeitenmarschen, *M*, verwandelt werden, wodurch die Areale der Lagune etwas verkleinert, die Flut- und Ebbeströmungen in den Öffnungen geschwächt und die Breite und Zahl der Öffnungen vermindert werden.

Beziehungen von Sandriffen zu ozeanischen Strömungen. Der Uferstreifen einer Küstenebene ist gewöhnlich so flach, daß die größeren Strömungen des ozeanischen Kreislaufs nur eine geringe Wirkung auf seine Wasser ausüben. Aber an der Küste Nord-Carolinas scheint ein Fall vorzuliegen, wo die untergeordneten Strömungen, die scheinbar dem seichten Wasser zwischen Golfstrom und Festland zugehören, die Umrißlinie der hier die Küste besetzenden Sandriffe bestimmen. Wenn auch Beobachtungen bisher fehlen, so läßt sich dieser Fall doch deduktiv höchst einfach darstellen.

Nehmen wir an, daß das Wasser an einer leicht unregelmäßigen Küste der ersten Klasse, *ABCD* (Fig. 187), eine langsam kreisende, strudelartige Bewegung, *EFGH*, durch die Tätig-

keit einer starken ozeanischen Strömung, *JFK*, erhalten habe. Dann wird es in dem Raum, *M* oder *N*, zwischen jedem Paar von Strudeln und dem sanften Küstenvorsprung, durch den diese ursprünglich begrenzt sind, dreieckige Flächen mit verhältnismäßig ruhigem Wasser geben. In der Nähe der Küste soll zuerst eine Reihe sehr junger, noch nicht zusammenhängender Sandriffe entstehen. Während diese langsam durch longitudinale Strömungen zu weiterer Entwicklung gebracht werden, wird jedes Riff die Neigung zeigen, der Kurve zu folgen, in der die strudelnde Strömung von der Küste abweicht. Erreicht

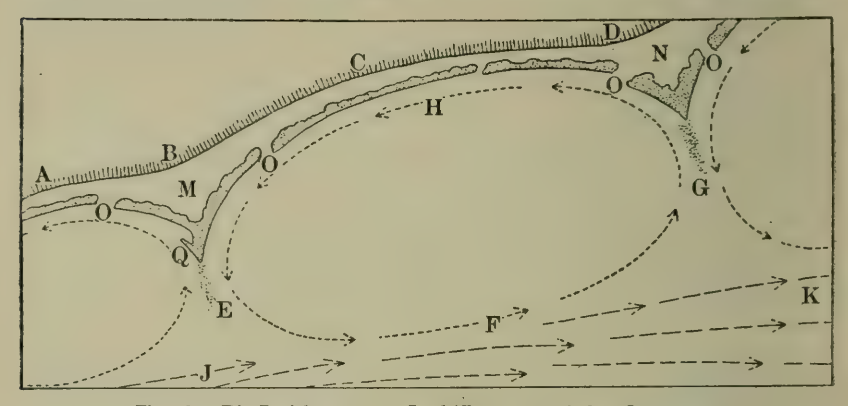


Fig. 187. Die Beziehungen von Sandriffen zu ozeanischen Strömungen.

das hinauswachsende Riff mit Hilfe des ausgehenden Gliedes des Strudels die Spitze eines jener Dreiecke, so wird etwas von seinem Sand einwärts gefegt werden, und das Riff wird daher eine scharfe Spitze bilden. Ein Teil des Sandes wird über die Spitze hinaustransportiert und gefährliche, der Riffspitze vorgelagerte Sandbänke, *E*, *G*, bilden. Riffe mit Kurven und Spitzen, die im wesentlichen diesen Charakter tragen, wiederholen sich an der Küste von Nord-Carolina dreimal. Die Spitzen heißen: Cape Hatteras, Lookout und Fear; eine vierte, unvollkommene Spitze bildet weiter im Südwesten das Cape Romaine. Die vorherrschend südwestwärts gerichtete Bewegung der verschiedenen Strudel zeigt sich in der Anordnung der Außenriffe an einer Anzahl von Tiefs, wie in der Nähe von *O*,*O*. Auf die nach außen gehende Bewegung eines Gliedes der Strudel an jeder Spitze deuten die Sandbänke hin, die sich ins Meer hinaus erstrecken; die einwärtsgehende des angrenzenden Gliedes des nächsten Strudels zeigt eine der Spitzen durch ihren scharfen

Haken, Q, an. Diese Bildungen sind auf den Karten der „United States Coast Survey“ sehr leicht zu erkennen und bilden das beste Beispiel dieser Art, das bisher bekannt geworden ist.[4]

Cape Canaveral in Florida. Längs der Küste von Florida dehnen sich die Sandriffe ohne Unterbrechung meilenweit aus und umschließen Lagunen, die so lang und schmal sind, daß sie „Rivers“ genannt werden. An einer Stelle scheint eine Verwicklung in den Küstenströmungen zu bestehen, denn das Sandriff bildet dort eine stumpfe Spitze, die als Cape Canaveral bekannt ist, und weist dadurch darauf hin, daß hier zwei Strudel gegeneinander arbeiten, in derselben Weise, wie es eben für das Cape Hatteras und seine Genossen angegeben wurde. Die Karten der Coast Survey machen es aber klar, daß vor der Bildung des jetzigen Cape Canaveral an dem Vereinigungspunkt zweier langer, sanftgebogener Riffe ein gleiches Kap etwa 15 km weiter im Norden entstanden war, und zwar an dem Vereinigungspunkt zweier Riffe, die an anderen Stellen 2 km oder mehr landwärts von den neueren Riffen liegen.[5] Natürlich erhebt sich nun die Frage: Was veranlaßte die Wellen und Küstenströmungen, jene älteren Riffe zu verlassen und neue Außenriffe aufzubauen? Eine Änderung des Niveaus scheint nicht stattgefunden zu haben; verfolgt man aber das äußere Riff nordwärts, so scheint dessen Krümmung mit der einer langen Küstenstrecke in besserem Einklang zu stehen, so daß also die Veränderung hier aus der zunehmenden, reifen Anpassung zwischen Riffen und Küstenströmungen erklärt werden kann.

Übergang von der Jugend zur Reife. Wenn der Meeresboden außerhalb des Riffs genügend abradiert wird, gelangt ein immer größerer Anteil der Wellenenergie am äußeren Riffhang zur Verwendung, und bald wird ein Stadium erreicht sein, wo auf diese Weise das Riff zurückgeschnitten wird, G (Fig. 188). Dann wird die Lagune immer seichter, und zwar teils durch Ablagerungen, die die Flüsse vom Lande hineinschleppen, teils durch Strandsand, der durch Sturmwinde über das Riff hinweggeweht oder von Flutströmungen durch die Öffnungen hineingefegt wird; dazu kommt dann noch der Schlamm, den die Flutströmungen bei stürmischem Wetter hineintragen werden, weil dann der Meeresboden durch die Wellen aufgerührt wird, und das Wachsen der Salzwasservegetation, deren Vorhandensein die Ablagerung des Schlammes begünstigt, indem sie die Be-

wegung des Lagunenwassers vermindert. So wird die Lagune allmählich in eine Gezeitenmarsch, *N*, umgewandelt, deren Oberfläche im Flutniveau liegt. Gezeitenkanäle von wechselndem Lauf und, im Verhältnis zu ihrer Länge, von bedeutender Breite, wandern unregelmäßig durch die Marsch. Man wird aber erwarten dürfen, daß die Gezeitenöffnungen nach und nach noch mehr als früher an Breite und Zahl abnehmen, weil die aus den verkleinerten Lagunen ein- und ausfließende Wassermenge um vieles geringer wird.

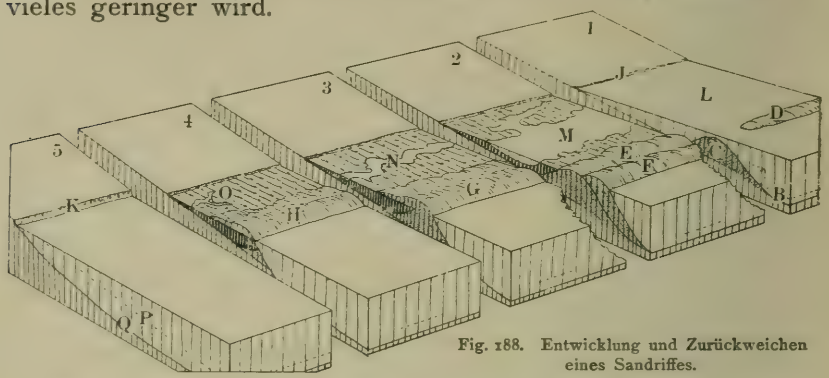


Fig. 188. Entwicklung und Zurückweichen eines Sandriffes.

Während das Zurückweichen des Sandriffs fortschreitet und die Gezeitenmarsch die Lagune mehr und mehr anfüllt, werden die Sande vom Riff auf die Marsch hinübergeweht, wie es im Durchschnitt von *G* dargestellt ist. In einem noch späteren Stadium wird die Front des Riffs, *H*, noch ein Stück weiter rückwärts schreiten. Dann ist der Schlamm der Gezeitenmarsch, an seiner dunklen Farbe und an charakteristischen Pflanzen- und Tierresten leicht erkennbar, zur Ebbezeit am äußeren Riffgestade bloßgelegt, und dieses Stadium kann man späte Jugend nennen.

Siedlungen an jungen Hebungsküsten. Obgleich der niedrige Ursaum einer Küstenebene keinen sehr günstigen Siedlungsraum bietet, wird doch die Gelegenheit für den Verkehr zwischen Land und Meer beträchtlich verbessert, wenn sich ein mit Öffnungen versehenes Riff gebildet hat. Dann finden Schiffe, die die seichte äußere Barre zur Flutzeit überfahren können, einen ruhigen, geschützten Hafenplatz in der Lagune, wenn auch die häufigen Veränderungen des äußeren Deltas viele Schwierigkeiten für die Schiffahrt mit sich bringen. Die Lagune ist aber besonders an ihrem inneren Ufer gewöhnlich so seicht, daß eine Fahrrinne künstlich ausgebaggert werden muß. Will

man dies vermeiden, so kann man die Stadt auf einem Riff, und zwar am besten natürlich an dessen Öffnung anlegen, wie es bei Galveston in Texas der Fall ist: nur ist ein derartiger Hafenplatz dann den Gefahren der Sturmfluten ausgesetzt, und im Jahre 1900 wurde auch Galveston auf diese Weise sehr stark beschädigt.

Flußdeltas. Die größeren Flüsse, die sich von einem Hinterland aus über eine Küstenebene erstrecken, werden das Bestreben haben, ihre Deltas rasch vorzuschieben, diesem Wachstum werden jedoch die zerstörenden Kräfte des Meeres entgegenwirken. Während der frühen Stadien eines marinen Zyklus, wie wir sie hier betrachten, werden die jungen Flüsse eine verhältnismäßig große Menge relativ groben Detritus ins Meer schaffen, und gleichzeitig wird die Tätigkeit des Meeres in dem seichten Wasser an der Küste eine mäßig starke sein. Das sind die Bedingungen, unter denen Deltas vorwärts wachsen, und zwar soweit, daß sie bald die Lagune ausfüllen und jenseits der benachbarten Riffe hervorragen. Wenn ein sehr großer, stark mit Schutt beladener Fluß sich in mehrere Arme teilt und sich so in ein verhältnismäßig ruhiges Meer mit schwachen Gezeiten und Stürmen ergießt, kann jeder Arm sein eigenes Delta aufbauen, und das Delta als Ganzes kann sich in mehrere fingerähnliche Verlängerungen zerteilen. Eine solche Form findet sich z. B. beim Delta des Po. Aber derartige gefingerte Deltas sind selten; meist gelingt es dem Meere, dem Delta eine abgerundete Umrißlinie aufzuzwingen, die bei einem großen Flusse, wie am Rio Grande von Texas, stark nach vorne ausbiegt; handelt es sich hingegen um kleinere Flüsse, so ist das Delta weit weniger gebogen, wie wir es z. B. beim Brazos oder Colorado an der Küste von Texas sehen.[6]

Wie oben bereits erwähnt, füllt ein Delta am Rande einer Küstenebene den Raum aus, den sonst ein Sandriff und seine Lagune einnehmen würden, wie man es längs der Küste von Texas so deutlich erkennen kann. Das Meer aber wird in einem etwas späteren Stadium eines ununterbrochenen Zyklus das weitere Wachstum der Deltas unterbinden und die Küstenlinien zurückschneiden. Das läßt sich deswegen erwarten, weil während des Fortschreitens des Erosionszyklus eine Zeit kommen muß, in der die vom Flusse mitgeführte Schuttlast ihren Höhepunkt erreicht; danach wird diese an Menge wie an Größe

abnehmen, bis im Greisenalter eines Flusses dessen deltabildende Kraft ganz gering ist. Gleichzeitig muß das Delta während des frühen Stadiums seine Front immer weiter vorwärts in tieferes Wasser hinausschieben und sie dadurch einem stets heftigeren Angriff von Seiten des Meeres aussetzen. Übersteigt die aufbauende, deltabildende Tätigkeit eines Flusses die zerstörende der marinen Kräfte während der frühen Jugend eines Küstenzyklus, so muß in einem späteren Stadium das umgekehrte Verhältnis herrschen. Dann wird die äußere Küstenlinie, die dort, wo Sandriffe sich gebildet haben, bereits etwas zurückgewichen sein wird, auch an der Deltafront ihrer ganzen Länge nach rückwärts wandern.

Reife Hebungsküsten. Wenn die Riffe so weit zurückgeschritten sind, daß ihre Sande auf die Küstenebene zurückgeweht werden, an deren Rand, *K* (Fig. 188), das Meer anfängt seine Tätigkeit auszuüben, ist die frühe Reife erreicht. Von dieser Zeit an beginnt die Entstehung eines niedrigen, jedoch langsam höher wachsenden, in die Schichten der Küstenebene eingeschnittenen Kliffs, das immer mit einem gut ausgebildeten Strande versehen ist. Gleichzeitig wird die Küstenebene durch ihre Flüsse der reifen Zerschneidung entgegengeführt, aber es braucht das Reifestadium nicht notwendig bei den normalen und marinen Vorgängen in genau demselben Zeitpunkt erreicht zu werden. Sanddünen werden im reifen Stadium ein weniger augenfälliges Element der Küstenlinie werden, und in dem Maße, wie das Kliff bei voller Reife an Höhe zunimmt, verschwinden die Dünen. In diesem Zustande ist die Küste für den Verkehr zwischen Land und Meer nur sehr wenig geeignet.

Beispiele aus Frankreich, Italien und Ohio. Ein außerordentlich schönes Beispiel einer Küste im Übergangsstadium von der Jugend zur Reife stellen die Landes im südwestlichen Frankreich dar. Die Ebene ist niedrig und jung, nur hier und dort von engen, nicht tiefen Tälern zerschnitten. Die Küstenlinie ist jetzt ungewöhnlich gerade, und hinter ihrem breiten Strand, an den eine kräftige Brandung schlägt, befindet sich ein breiter Dünengürtel, den die vorherrschend westlichen Winde aufgebaut haben.[7] Das Entwicklungsstadium ist deshalb ein etwas früheres als das von *K* (Fig. 188). Ob dieses Gebiet jemals das Stadium der vor der Küste liegenden Lagune durchlaufen hat, oder nicht, läßt sich nicht mit Bestimmtheit nachweisen; aber nach den

Profilen französischer Geographen würde die Abdachung der Ebene, wollte man sie seewärts verlängern, etwas oberhalb des Meeresbodens liegen, etwa so, wie es in der fünften Abteilung der Fig. 188 (links) dargestellt ist. Die Küste besitzt auf weite Erstreckung hin keinen Hafen, den einzigen Zugang in geschütztes Wasser im Süden der Girondemündung schafft die Gezeitenöffnung von Arcachon. Das Vorrücken der Sanddünen auf die Ebene hat das Land dahinter schwer geschädigt; dem weiteren Fortschreiten ist jedoch jetzt durch Bepflanzung mit Fichten Einhalt geboten. Mehrere seichte Seen, „Étangs", haben sich hinter den Dünen gebildet.[8]

Hier können wir uns der reif zerschnittenen Küstenebene erinnern, die südöstlich von Ancona an das Adriatische Meer grenzt und die wir bereits ausführlich besprochen haben. Ehe die heutige vorgeschobene Strandebene an ihrem Rande entstand, muß sie ein typisches Beispiel einer vollreifen, hafenlosen Küste dargeboten haben. Jeder Küstenhügel der zerschnittenen Ebene ist gleichmäßig zu Kliffen von 50 bis 150 m Höhe abgestumpft, und alle diese Kliffe stehen auf der gleichen Linie. Es ist von Interesse, dieselbe zerschnittene Küstenebene weiter im Nordwesten zu beobachten, wo sie zur fluviatilen Ebene des Po abfällt, also z. B. zwischen Rimini und Faenza; dort nimmt man wahr, daß die Hügel nicht gleichmäßig in Kliffe auslaufen, sondern bei Abwesenheit der Meereswellen sich unregelmäßig vorwärts erstrecken und ganz allmählich verschwinden. Verlängert man die allgemeine Abdachung der Rücken des adriatischen Teiles der zerschnittenen Ebene seewärts, so fällt sie ungefähr 10 oder 15 km von der gegenwärtigen Küstenlinie entfernt zum Meeresspiegel ab; es hat daher in diesem Falle das Zurückweichen unter der Einwirkung der marinen Erosion einen ähnlichen Betrag. Daraus ergibt sich, daß während der Entwicklung dieser Küste zu einem vollreifen Stadium die Flußdeltas wie auch die Hügelenden zurückgeschnitten sein müssen. Seit der leichten Hebung des Hinterlandes, infolge deren die neue Strandebene von der Basis der reifen Kliffe aus nach vorne gebaut worden zu sein scheint, biegt die Küstenlinie sanft nach außen, sobald sie an einem der größeren Täler vorbeigeht. Diese verbreiterten Teile der Strandebene dürfen wir als die abgerundeten Deltas der verlängerten Flüsse des gebirgigen Altlands betrachten.

Reife Kliffe von 3—7 m Höhe, die von den Wellen des Eriesees ausgearbeitet wurden, finden sich am Rande der lakustren Küstenebene Nord-Ohios.[9] Diese besteht aus Tonschichten, die während eines späten Stadiums der Eiszeit in einem glazialen Randsee zur Ablagerung kamen, und die Ebene wurde bloßgelegt, als das Schmelzen der Eisdecke dem Randsee gestattete, zu dem niedrigeren Niveau des heutigen Sees abzufließen. Obgleich es in dem See keine Gezeiten gibt und die Strömungen schwach sind, besitzt das reife Kliff des Sees doch alle wesentlichen Züge der Meereskliffe. Notwendigerweise ist das Zurückweichen der Kliffe von dem Fortschaffen der Deltaablagerungen begleitet worden, die sich an den Flußmündungen bilden wollen. Hier ist es wohl begreiflich, daß die Reihenfolge der Formenentwicklung durch das Fortfallen gewisser Glieder abgekürzt worden ist; die Beziehung der Wassertiefen und littoralen Vorgänge kann derartig sein, daß der Hauptangriff der Wellen nahe der Urküstenlinie stattfindet und daher keine Lagunenumschließung durch ein der Küste vorgelagertes Riff entsteht. Ist das der Fall gewesen, so würde das Jugendstadium dieser Küste nur kurz gewesen und die Reife bald erreicht sein.

Abrasion des Uferstreifens. Während der Entwicklung eines Sandriffes hat sein äußerer Abfall die Form eines sanft geböschten Strandes, der sich unter das Meer fortsetzt (*CB*, Fig. 188). Wird das Riff zurückgeschnitten, so kommen die Riffsande auf die Lagunenablagerungen zu liegen (*G*), die dann später gelegentlich an einzelnen Stellen (*H*) sichtbar werden. Bei Stürmen werden in diesem Stadium die Strandsande verschoben und die tieferliegenden Lagunenablagerungen angegriffen und etwas zurückgeschnitten, um wieder mit Strandsanden bedeckt zu werden, wenn die Sturmwellen sich legen. Ebenso bilden die Strandsande, wenn die Grenze der Küstenebene erreicht ist (*K*) und ein niedriges Kliff entsteht, eine verhältnismäßig dünne Decke auf den ein wenig abradierten Schichten an dem Saume der Küstenebene. Wird das Kliff von den Wellen bei einem Sturm angegriffen, so werden die Strandsande gehoben und die unterlagernden Schichten etwas mehr abradiert, so daß eine Vertiefung des Uferstreifens das Zurückweichen der Küstenlinie begleitet, wie es in Fig. 189 dargestellt ist, und daß trotzdem gewöhnlich bei ruhigem Wetter eine Decke

von Sand auf dem Uferstreifen vorkommt. Höchst wahrscheinlich werden hier bei stürmischem Wetter, wie bei den Flüssen zur Zeit der Überschwemmungen, alle Bodenablagerungen gehoben

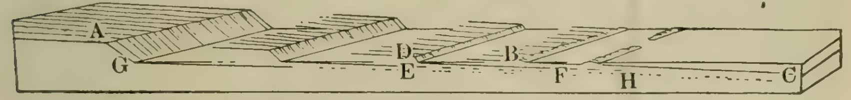


Fig. 189. Zurückweichen eines Kliffes und Abrasion des Uferstreifens.

und die unterlagernden Schichten angegriffen werden. Die Tieferlegung des Uferstreifens geschieht jedoch viel langsamer als das Zurückweichen des Küstenkliffs.

Ungleiche Entwicklung gewisser Küsten. Bisher haben wir angenommen, daß mit Ausnahme der Stellen, wo Deltas die junge Küstenlinie seewärts vorschieben, alle Veränderungen, die wir hier als charakteristisch für den Übergang von der Jugend zur Reife schilderten, gleichmäßig am ganzen Rande einer Küstenebene vor sich gehen. Derartig einfache Verhältnisse dürfen wir aber in der Natur nicht erwarten, und es ist leicht einzusehen, daß die Neigung des Meeresbodens und die Stärke der marinen Vorgänge längs der Küste einem großen Wechsel unterliegen können. Wo die Neigung größer und die Vorgänge kräftiger sind, wird die Entwicklung der Küstenformen schneller geschehen, und es können dann an einer Strecke der Küste reife Formen bereits entwickelt sein, während an einer andern jugendliche erhalten sind. Ein schönes derartiges Beispiel, das in Fig. 190 im Diagramm dargestellt ist, findet sich am Saume der Küstenebene New Jerseys, im



Fig. 190. Ungleiche Entwicklung benachbarter Küstenstreifen.

Süden des Hafens von New York.[10] Hier wird ein frühreifes niedriges Kliff, *DC*, von 3—7 m Höhe, durch zwei von der Küste abliegende Sandriffe, *DQ* und *CP*, fortgesetzt, die Lagunen umschließen. Ein besonderes Interesse bietet die Stelle, *D*, wo das Kliff in das südliche Riff übergeht. Selbst wenn der südlichere

Teil des Riffs sich im frühen Stadium des Vorrückens befindet, was durch seine beträchtliche Breite angedeutet wird, so muß der Riffteil, welcher der Übergangsstelle nahe liegt, doch zurückweichen, da er sonst seine gleichförmige Linie mit dem reifen, zurückweichenden Kliff nicht aufrecht erhalten könnte. Der Grund dafür, daß ein Teil dieser Küste, *DC*, rascher das Stadium früher Reife erlangt hat, liegt wahrscheinlich in der größeren Heftigkeit der dortigen Gezeiten im Vergleich zu den südlicheren.

Es sollte jedoch nicht übersehen werden, daß dieses Beispiel streng genommen nicht in die erste Klasse der durch Hebung erzeugten Küsten gehört; denn die hier behandelte Küstenebene wurde, nachdem sie ein vorgeschrittenes Stadium erreicht hatte, teilweise untergetaucht, wodurch ihre Küstenlinie eine unregelmäßige Gestalt mit vielen ertrunkenen Tälern oder Einbuchtungen zwischen den abgerundeten Vorsprüngen erhielt. Hinter dem Sandriff sind die wenig veränderten Vorsprünge noch erhalten, längs des Kliffs sind sie jedoch durch rückschreitende, marine Erosion abgestumpft worden.

Alte Hebungsküsten. Wenn wir annehmen, daß eine einst gehobene Küstenfläche auf unbestimmt lange Zeit hinaus zur Ruhe gelangt, so wird das Meer seine Tätigkeit an ihr fortsetzen, solange die Sonne scheint, die Winde wehen und die Wogen rollen, solange der Mond das Meer anzieht und die Gezeiten strömen. Daher wird ein Urprofil, *ABC* (Fig. 189), durch die marinen Vorgänge nach langer Zeit in das Profil *ADEF* verwandelt werden. Der Wellenangriff an der Kliffbasis, *E*, ist noch kräftig genug, um ziemlich schnell den ganzen, durch die Verwitterung der Klifffront gelieferten Schutt fortzuschaffen; das Kliff ist deshalb steil. Einem solchen Stadium gehören die langen, hohen Kliffe der Normandie an, von denen noch später die Rede sein wird. Ist dann ein viel späteres Stadium, *AGH* erreicht, so müssen die marinen Kräfte viel von ihrer Energie auf die Abrasion der breiten und verhältnismäßig seichten Plattform, *GH*, verwenden und können deshalb nur einen geringfügigen Teil ihrer Gesamtenergie an der Kliffbasis, *G*, entwickeln. Unter solchen Umständen muß das Kliff zu einem mäßig steilen Hange abgetragen werden, damit es nicht mehr Schutt liefert, als die geschwächten Meereswellen fortzuschaffen imstande sind; dann fängt die Küste an, ein altes Gepräge anzunehmen.

Erschöpfung und Unterstützung der marinen Erosion. Reine Fälle des zuletzt beschriebenen Stadiums wird man unter den tatsächlich vorkommenden kaum erwarten können, weil jede wenn auch noch so geringe Bewegung des Küstengebietes eine Unterbrechung im normalen Fortschreiten des marinen Zyklus verursacht. Schon eine ganz unbedeutende Hebung des Gebietes ist ein großes Hindernis, denn eine dadurch verursachte Verminderung der Wassertiefe auf der abradierten Plattform wird eine große Erschöpfung der Wellen zur Folge haben und kann sogar verhindern, daß diese überhaupt die Kliffbasis erreichen. Im Gegensatz dazu kann eine Senkung eine große Unterstützung für die Wellen bedeuten; es wird ihnen dadurch über der Plattform tieferes Wasser geboten, und sie werden einen größeren Teil ihrer Gesamtenergie für den Kliffangriff zur Verfügung haben. Eine Neigung in der Art, daß die Böschung der Plattform steiler wird, scheint als Wiederbelebungsmittel für die geschwächten Wellen weniger wirksam zu sein als eine allgemeine Senkung; sie ist natürlich von einem tieferen Einschneiden der Flüsse begleitet, die nun auch mehr Schutt ins Meer schaffen und die Küstenwellen beschweren, wie es in Nordost-Italien der Fall gewesen zu sein scheint.

Es ist höchst wahrscheinlich, daß der Angriff auf die steilen, reifen Kliffe der Normandie durch eine langsame Senkung des Gebietes unterstützt worden ist, denn die meisten Flußmündungen zu beiden Seiten des Englischen Kanals sind bis zu einem gewissen Grade ertrunken. Eine gleiche Unterstützung scheint den Wellen an der südlichen Küste des Eriesees im nördlichen Ohio zuteil geworden zu sein; denn während man normalerweise in einem See ein allmähliches Seichterwerden infolge der Erosion des Seeausflusses erwarten müßte, hat hier eine langsame Hebung des Landes gegen Nordosten stattgefunden, wodurch das Wasser des Sees die ganze Küste südwestlich von dem Abfluß überschwemmt; ihren höchsten Wert erreichte die Überschwemmung naturgemäß dem Ausfluß am fernsten; so entstand der Toledohafen am Südwestende des Sees durch das Ertrinken eines Tals, das bei niedrigerem Wasserstande in der lakustren Ebene eingeschnitten wurde.

Unterbrechungen des marinen Zyklus. Es kommt selten zur Entwicklung später Stadien mariner Erosion, weil die geringen Hebungen oder Senkungen einer Landmasse, die weiter im Lande

für einen normalen Erosionszyklus von geringer Bedeutung sein mögen, sich an der Küste unmittelbar fühlbar machen müssen. Senkungsbewegungen werden unregelmäßige Küstenlinien der zweiten Art hervorbringen, die im folgenden Abschnitt noch näher zu betrachten sein werden. Hebungen dagegen werden die Küstenlinie weiter vorrücken lassen und eine neue Küste der ersten Art in einen neuen Zyklus mariner Erosion einführen, der in vieler Hinsicht dem eben unterbrochenen ähnlich sehen wird. Die früheren Küstenformen, die jetzt in einer gewissen Entfernung landeinwärts von der neuen Küstenlinie liegen, erleiden die Veränderungen, die mit der Einwirkung der normalen Erosion verbunden sind. Derartige Bildungen sollten immer zuerst beschrieben werden mit der Bezeichnung des Stadiums, das sie erreicht hatten, als das Meer noch an ihnen tätig war, dann unter der Angabe der Hebung, durch die sie ihre gegenwärtige Höhe erlangt haben, und endlich durch die Erklärung der Veränderungen, die die normale Erosion an ihnen hervorgebracht hat, seit das Meer zurückgetreten ist.

Man kann sich leicht viele verschiedene Fälle aufeinander folgender Hebungen ausdenken, so daß man einer ganzen Reihenfolge von Hebungsküstenformen am Rande eines abgedachten Festlandes begegnen könnte; schwieriger ist es, gute Beschreibungen tatsächlicher Beispiele zu finden.

Die oben erwähnte lakustre Küstenebene Nord-Ohios wird von mehreren „Strandrücken" durchzogen, die scheinbar junge Riffe darstellen, welche in aufeinander folgenden Stillstandszeiten während des Zusammenschrumpfens des glazialen Randsees sich gebildet haben. Seit der See sich von ihnen zurückgezogen hat, erlitten sie keine besonderen Veränderungen, ausgenommen dort, wo Flüsse ihre Täler in sie eingeschnitten haben: die heutige Küste des Sees ist viel weiter in der Entwicklung fortgeschritten als irgendeine der früheren Küstenlinien.

Senkungsküsten. Die Küstenlinien dieser zweiten Kategorie sind in verschiedener Hinsicht mannigfaltiger gestaltet als die der ersten. Die Landmasse, die sie umsäumen, kann von beliebiger Struktur sein; sie kann irgendeinem der verschiedenen Erosionsvorgänge unterworfen worden sein, und ein beliebiges Stadium des vorhergehenden, durch die Senkung unterbrochenen Zyklus erreicht haben. Aus diesem Grunde kann ihre Urküstenlinie sehr unregelmäßige Formen zeigen, und die Tätigkeit des Meeres muß

an ihren verschiedenen Teilen ungleich sein, so daß die Folgeformen eine große Verschiedenheit aufweisen werden.

Einige Beispiele, die die Mannigfaltigkeit wenig veränderter Ursenkungsküsten veranschaulichen, mögen hier kurz erwähnt werden. Einen verhältnismäßig einfachen Fall bietet das teilweise Untertauchen der reif zerschnittenen Küstenebene von Maryland, Virginia und Nord-Carolina; die Küstenlinie, die sich hier ergab, war ursprünglich außerordentlich unregelmäßig, und obgleich die äußere, dem Ozean ausgesetzte Küste schon fast eben zurückgeschnitten worden ist, ist doch in den großen Buchten die Unregelmäßigkeit wegen der dort nur schwachen ausgleichenden Tätigkeit der Wellen immer noch gut ausgeprägt. In jede kleine Bucht tritt ein Bächlein ein, das danach strebt, ein Delta aufzubauen, jeder kleine Rücken endet in einem jetzt etwas abgestumpften Vorsprung. Wie groß aber auch die Unregelmäßigkeit der so entstandenen Küstenlinie ist, man kann ihre charakteristischen Formen im wesentlichen angeben, wenn man sie kurz als eine Küste bezeichnet, die durch teilweises Untertauchen einer reif zerschnittenen Küstenebene mäßigen Reliefs und ziemlich grober Gliederung entstanden ist und sich jetzt in einem jungen Stadium der Küstenentwicklung befindet.

Im nordwestlichen Spanien ist ein normal zerschnittenes, reifes Gebirgssystem teilweise unter den Meeresspiegel gesenkt, und obgleich die äußere Küste schon Kliffe aufweist, so bewahrt die Küste der ertrunkenen Täler ihre Umrisse nur wenig verändert. v. Richthofen hat den spanischen Namen Ria für eine sich verzweigende Bucht einer derartigen untergetauchten Küste gebraucht und Küsten, an denen solche Buchten vorkommen, Riasküsten genannt.[11]

In Dalmatien liegt ein schönes Beispiel einer jungen Küste der zweiten Art vor, bei der longitudinale Formen vorherrschen. Hier war ein in stark gefalteten Kalksteinen spätreif erodiertes Gebirgssystem vorhanden, in dem ein genügender Wechsel der Widerstandsfähigkeit existierte, um im vorhergehenden Zyklus eine deutlich longitudinale Anordnung der unterworfenen Rücken und breit geöffneten Täler und Flachländer zu erzeugen. Vor kurzem aber hat sich der Rand des Gebietes in das Meer gesenkt, und daher hat die neue Küste viele Landzungen, Inseln und Buchten, parallel zu ihrer Hauptrichtung erhalten, die schematisch in Fig. 54 dargestellt sind. Die derart hervorgerufene

Urküstenlinie ist durch die marinen Vorgänge nur in geringem Grade beeinflußt worden.[12]

In der Ostsee ist eine zerschnittene und vergletscherte Fastebene von kleinem Relief und feiner Gliederung halb ertrunken, so daß die abgerundeten Hügelspitzen einen Schwarm kleiner Inseln bilden, wohl der merkwürdigste derartige Fall, den man kennt.[13] Wahrscheinlich ist die hier zutage tretende Unebenheit der zerschnittenen Fastebene in hohem Maße durch die glaziale Erosion über und unter dem Meeresspiegel hervorgerufen worden, und das, was an anderen unregelmäßigen Küsten durch eine Senkungsbewegung geschieht, wurde hier in der Hauptsache durch das Abschmelzen des Eises bewirkt. Es ist auch wahrscheinlich, daß die letzte Bewegung dieses Gebietes eher eine Hebung als eine Senkung gewesen ist, die jedoch nicht beträchtlich genug war, um ein allgemeines Emportauchen des früher ertrunkenen Gebietes zu veranlassen; deshalb findet dieses Beispiel besser seinen Platz bei den Senkungsküsten.

Die Küste von Norwegen. Die atlantische Küste Norwegens bietet ein vorzügliches Beispiel einer sehr unregelmäßigen Küstenlinie, die am besten gewürdigt werden kann, wenn sie mit Bezeichnungen für die vom Meere begrenzten Landformen beschrieben wird. Das aus harten, kristallinen Gesteinen bestehende, zerschnittene Hochland senkt sich in einem steilen Abfall zu einem Tiefland, das von mehreren Beobachtern als eine vom Meere reif abradierte Plattform, von einem anderen als ein normal abgetragenes Flachland erklärt worden ist.[14] Das ganze Gebiet ist in ausgedehntem Maße vergletschert gewesen. Die derart gestaltete Landmasse ist sanft verbogen worden, so daß das vergletscherte Tiefland in verschiedener Höhenlage mit Rücksicht auf den gegenwärtigen Meeresspiegel steht und die Küste, seitdem die Landmasse in postglazialer Zeit ihre heutige Lage angenommen hat, von den marinen Vorgängen verhältnismäßig wenig beeinflußt wird. Sie ist daher als eine im heutigen Zyklus sehr junge Küste anzusehen.

Wo das ehemalige Tiefland untergetaucht bleibt, erreicht das inselfreie Meer des heutigen Zyklus den durch nachherige Verwitterung und Übereisung mehr oder weniger veränderten steilen Hochlandsrand des vorigen Zyklus. Das Kliff ist hier von neuem angegriffen und daher jetzt so schroff, daß es kühn und unersteiglich aufragt; das berühmte Kliff des Nordkaps

scheint diesem Typus zuzugehören. Das ehemalige Tiefland wurde nie vollständig eingeebnet und ist jetzt infolge der intensiven Vereisung in eine Reihe unebener, felsiger Hügel umgewandelt. Wo die Hügelgipfel etwas höher stehen als das Meer, ist der steile Rand des Hochlands von einem Inselschwarm begleitet, der nicht viel weniger merkwürdig ist als der schon vorerwähnte baltische Schwarm. Die Inseln haben in der Nähe des Festlandes, wo größere Teile der felsigen Hügel den Meeresspiegel überragen, bedeutenderen Umfang, und zuweilen vereinigen sie sich dort, so daß ein Teil des Tieflands an der Hochlandsbasis sichtbar wird; in weiterer Entfernung vom Festlande ist der Umfang der Inseln kleiner, und viele von ihnen bilden nur Felsenriffe, die zu unbedeutend sind, um bewohnt zu werden; das Inselgebiet um Bergen liefert uns den Typus dieser Phase. Steht das ehemalige Tiefland noch ein wenig höher, so ist es breiter, wie in der Gegend von Stavanger. Hinter dem Tiefland steigt das Hochland kühn empor, und vor ihm liegt eine Inselschnur.[15]

Langgestreckte tiefe Meeresarme oder Fjorde füllen die reifen Gletschertröge; meilenweit folgt die unveränderte Urküstenlinie den glatt abgescheuerten Trogseiten, die zum größten Teil aus abschüssigen Felswänden ohne Buchten oder Vorsprünge bestehen, und hier stürzen die Ströme, die die hängenden Nebentäler entwässern, in prachtvollen Wasserfällen in die Fjorde hinab. Wenn der Trogboden tief genug liegt, bildet der steile Trogschluß das abgerundete, von Wasser eingenommene Ende des Fjordes. In den Lofoteninseln scheint das Meer von einigen reifen Karen, die allerdings in geringer Meereshöhe entstanden, Besitz ergriffen zu haben; hier kommen gut gerundete Buchten vor, die an drei Seiten von steilen Kliffen umschlossen und voneinander durch scharfe Vorsprünge getrennt sind. Wenn der Fjordtrog nicht so weit ertrunken ist, wird der innere Teil des etwas unebenen Trogbodens zutage treten; dann wird das seichtere Fjordende eine weniger regelmäßige Uferlinie besitzen, und einige felsige Inseln können aus dem im allgemeinen ununterbrochenen Wasserarme auftauchen; hier wird der hineinfließende Fluß ein Delta in dem seichten Wasser aufbauen. Wo ein Nebenfjord in den Hauptfjord einmündet, findet eine plötzliche Abnahme der Tiefe statt, denn dort befindet sich die ertrunkene Hängemündung des Seitentroges in den Haupttrog. Der Har-

danger- und Sognefjord bieten zahlreiche Beispiele für diese Erscheinungen dar.

Das allgemeine Verständnis für die große Mannigfaltigkeit der norwegischen Küstenbildungen, das auf diese Weise leicht zu erlangen ist, bildet gewiß eine warme Empfehlung für die erklärende Behandlung der Küstenlinien überhaupt, und es muß betont werden, daß ein wesentliches Element dieser Behandlung darin liegt, daß man die Küste erst beschreibt, nachdem man die allgemeinen Formen des Gebietes, dessen Rand die Küsten bilden, verstehen gelernt hat.

Das Verhältnis der Küstenlinie zur Entwicklung der Schiffahrt. Eine niedrige Küste, wie die einer jungen Küstenebene, bietet nur einen geringen Antrieb für die Entwicklung der Schiffahrt: die Brandung schlägt im allgemeinen ziemlich heftig auf das flache Gestade, und mit Ausnahme der Fälle, wo Tiefs in dem Außenriff das ruhige Wasser der Lagune mit dem Meere verbinden, besitzen derartige Küsten keine geschützten Häfen. Keine Inseln sieht man in der Ferne auftauchen, die zu Erkundigungsfahrten den Anreiz geben könnten. Ganz anders bei jungen Senkungsküsten. Gute Häfen sind in großer Zahl vorhanden, vorgelagerte Inseln erwecken die Neugierde der Küstenbewohner, und daher haben auch solche Völker als Seefahrer meist großen Ruhm erlangt.

Marine Vorgänge an Senkungsküsten. Die Hebungsküsten zeichnen sich durch die Einfachheit der Urformen und die Gleichförmigkeit der marinen Tätigkeit aus, die Senkungsküsten dagegen durch die Mannigfaltigkeit der Urformen und durch die Verschiedenheit in der Wirksamkeit der Kräfte des Meeres.

Die sich den marinen Vorgängen darbietenden Strukturen und Formen an einer jungen Senkungsküste können sehr ungleich sein, wenn z. B. eine reif zerschnittene Gebirgsmasse untergetaucht ist, wie es im Riasgebiet des nordwestlichen Spaniens der Fall ist, wo Vorsprünge und langgestreckte Buchten miteinander abwechseln. Sehr häufig werden die widerstandsfähigsten Gesteine, die in den Rücken zurückbleiben, als Vorgebirge herausspringen, während die weicheren, an denen Täler entwickelt waren, nur an den Buchtenden erreicht werden. Ein durch die Küste und den Uferstreifen gelegtes Profil wird an jeder Stelle ein anderes sein, gewöhnlich an der Vorsprungsachse steiler und an der Buchtachse sanfter.

Der Angriff des Meeres wird sich am heftigsten gegen die Vorsprünge richten, die sich den kräftigen Wellen und Strömungen entgegenstrecken; hier werden steile und hohe Kliffe eingeschnitten werden. Geringer wird die Wellenenergie an den Buchtenden sein, und deshalb werden die Flüsse hier erfolgreich bei der Deltabildung sein, zu der der Schutt, der von den benachbarten Vorsprüngen durch Wellen und Strömungen in die Bucht hineingefegt wird, einen beträchtlichen Beitrag liefern kann. Es kann die Unregelmäßigkeit der jungen Küstenlinie so groß sein, daß die Hauptmeeresströmungen nur die äußersten Landspitzen oder die vorgelagerten Inseln berühren, während den Buchten ein verwickeltes System untergeordneter Strömungen eigen ist, die entweder von den Gezeiten herrühren oder in Zusammenhang mit den außen vorbeiziehenden Hauptströmungen stehen. Aber in dem Maße, wie die verschiedenen Vorgänge arbeiten und die Küstenlinie dadurch vereinfacht wird, daß die Vorsprünge zurückgeschnitten und die Buchten vorgeschüttet werden, verschwinden diese sekundären Strömungen, und dann werden der Wellenschlag und die Hauptströmungen gleichmäßiger an der ganzen Küste zu wirken vermögen. Für solche fastreife Küsten hat Richthofen den Namen Ausgleichsküsten in Vorschlag gebracht.[16]

Mit der Zeit wird ein Stadium erreicht, in dem die ganze Küstenlinie mit Einschluß der Deltas zurückweicht, und dieses mag als Übergang von der Jugend zur Reife angesehen werden. Noch später, wenn das Zurückweichen so weit vorgeschritten ist, daß die vereinfachte Küstenlinie hinter den ursprünglichen Buchtenden steht und ihrer ganzen Länge nach — mit Ausschluß der Flußtäler — durch Kliffe ausgezeichnet ist, ist die volle Reife erlangt. Obgleich die tatsächliche Entwicklung von Senkungsküsten vielen Verwicklungen unterworfen ist, läßt sich das ideelle Schema, das hier nur kurz umrissen wurde, im allgemeinen doch so anwenden, daß es bei der Beschreibung von Küstenformen vorzügliche Dienste leistet. Einige der wichtigsten Einzelheiten dieses Problems werden später noch Berücksichtigung finden.

Die Tätigkeit der Wellen an jungen Senkungsküsten. Der kräftigere Wellenangriff auf die Landvorsprünge hängt nicht nur mit deren Erstreckung in tieferes Wasser zusammen, sondern auch damit, daß die Wellen sich durch Brechung auf

sie konzentrieren. Betrachten wir zuerst den Fall, daß Wellen, die von irgendeinem fernen Sturm erregt sind, als Dünung herankommen und, sobald sie die Küste erreichen, selbst bei ruhigem Wetter branden. Während die Wellen (Linien 1, 2, 3, Fig. 191) durch das tiefe, offene Wasser herankommen, ist ihr Kamm fast gerade, die Wellenlänge groß und ebenso die Fortpflanzungsgeschwindigkeit. Wenn sie sich jedoch der Küste nähern, wo die Tiefe des Wassers sich verringert, nimmt die Höhe der Wellen zu, aber Länge und Geschwindigkeit vermindern sich. Kommen sie der Küste ganz nahe und finden flacheres Wasser in der Achse der Vorsprünge, *F′F*, *B′B*, und weniger flaches Wasser in der Achse der Buchten, *D′D*, vor, so ist die Verzögerung der Geschwindigkeit gegenüber den Vorsprüngen größer und an den Buchten geringer. Dann wird der Kamm gekrümmt und sich wie bei den Linien 5, 6, 7, in jede Bucht hineinbiegen, von jedem Vorsprung zurückgehalten werden. Die Fortpflanzung der Wellen bei ruhigem Wetter geschieht im rechten Winkel zu ihrer Kammerstreckung; es wirft sich die Wellenenergie von *C′* auf *C*, von *E′* auf *E*, und so weiter. Das Ergebnis ist, daß das kleine Stück der Küste an dem Vorsprung, *EFG*, die konzentrierte Energie eines langen Wellenkammes auf sich nehmen muß, mit Ausnahme des geringen Betrages, der durch die Reibung im Wasser und am Boden verloren geht, wogegen die längere Küstenlinie der Bucht, *CDE*, nur jene Wellenenergie empfängt, die von der geringeren Strecke des Wellenkammes, *C′E′*, herrührt. Es ist, als ob die Wogen durch eine konvexe Linse auf die Vorsprünge zusammengezogen und durch eine konkave Linse in die Buchten zerstreut würden.

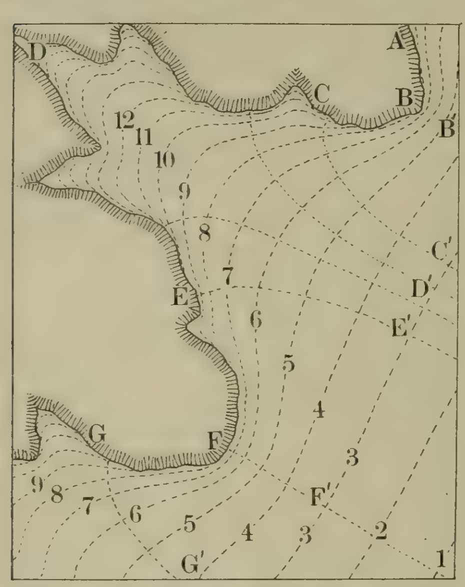


Fig. 191. Die Brechung der Dünung an Vorsprüngen und in Buchten.

Bei stürmischem Wetter liegen die Verhältnisse etwas

anders. Dann hält sich der Wogenkamm fast rechtwinklig zur Windrichtung, so daß die verstärkte Tätigkeit an den Vorsprüngen und die Zerstreuung in den Buchten weniger ausgesprochen ist. Außerdem sind, wenn die Buchten keine sehr große Länge besitzen, die Gezeitenströmungen gewöhnlich an den Buchtenden stärker als an den Landspitzen. Aber trotzdem scheint doch der stärkste Angriff auf die Vorsprünge zu geschehen.

Die Arbeit der Wellen an den Vorsprüngen. Hat sich in einem Buchtende ein Delta gebildet, so arbeiten die schwachen Wellen, die es erreichen, an seiner Front ziemlich in derselben Art, die schon in dem Abschnitt über die Deltas an Hebungsküsten beschrieben wurde. Wir brauchen deshalb diesen Teil einer Senkungsküste nicht besonders zu besprechen. Eigenartiger ist die Wellentätigkeit an den Vorsprüngen. Betrachten wir vor allem den Fall, in dem Wellen an eine Küste gelangen, die durch das Untertauchen eines unterworfenen Gebirgszuges von verschiedenartiger Struktur entstanden ist. Ein kleiner, vorspringender Teil einer derartigen Küste ist in Fig. 192 dargestellt: das kaum veränderte Urstadium links, ein sehr junges Stadium in der Mitte und ein etwas weiter fortgeschrittenes, aber immerhin noch junges Stadium rechts.

Die Urküstenlinie des Vorsprungs muß von ebener Krümmung sein, konvex gegen das Meer, weil sie der abgerundeten Form folgt, die die Sporne eines unterworfenen Gebirgszuges mit gut ausgeglichenem Gehänge charakterisiert. Die Wellen fegen die Schuttdecke schnell fort, greifen das unterlagernde Gestein an und finden dann, daß die Gesteinsmasse wegen ihrer gestörten Struktur und ungleichmäßigen Widerstandsfähigkeit zu ungleicher Tiefe verwittert ist. Es wird sich rasch ein niedriges Kliff mit vielen kleinen Ungleichheiten ausbilden, und das Bild der Küstenlinie kann dann als fein zerrissen beschrieben werden, *B* (Fig. 192). Nach weiterer Abrasion wird das Kliff mit seinen bloßgelegten Gesteinsaufschlüssen höher, und Sandmassen beginnen, sich in den kleinen Nischen, *C*, abzulagern. Solange das Kliff steil bleibt, wird es, gerade wie die Gehänge eines jungen Tales oder die Wände eines vor kurzem vom Eise verlassenen Kares die Einzelheiten der Gesteinsstruktur deutlich erkennen lassen, die an den schuttbedeckten Hängen des unterjochten Gebirges völlig verborgen waren. Die Beschreibung eines jungen Kliffs muß daher derartiger Strukturverhältnisse

Erwähnung tun, nicht wegen ihres geologischen Interesses, sondern weil es sich um geographische Formen handelt. Bei *C* in Fig. 192 ist das Kliff durch steil gestellte Schichten ausgezeichnet, aus denen die harten als strebepfeilerartige Leisten hervorragen, während die weicheren zu Nischen ausgehöhlt sind.

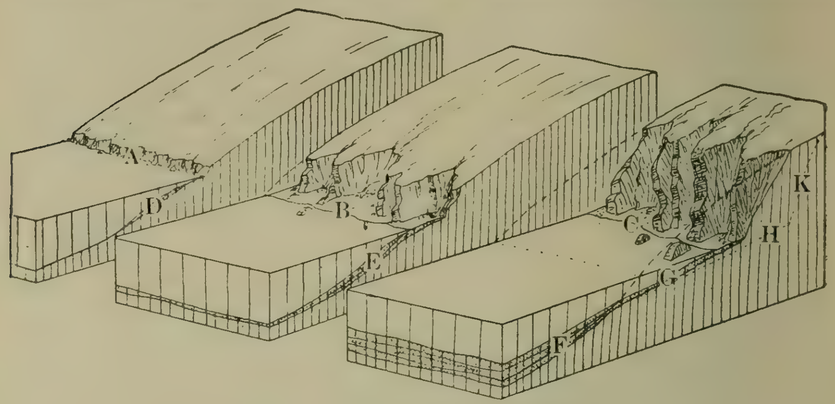


Fig. 192. Junge Stadien einer Steilküste.

Viele Teile der Küste der Bretagne weisen die Züge einer frühen Jugend des marinen Zyklus auf. Hier üben Kluftflächen, Schieferung und andere strukturelle Eigenschaften der Gesteine einen großen Einfluß auf die Tätigkeit der Wellen und der Verwitterung und damit auch auf die Entwicklung der Formen aus. Die Hänge der Vorsprünge oberhalb des Angriffsbereichs des Meeres, ebenso wie die der Hügel, die zu geschützten Nebenbuchten abfallen, sind von einfacherer Gestalt als die jungen, unregelmäßigen Kliffe der äußeren Küstenlinie.

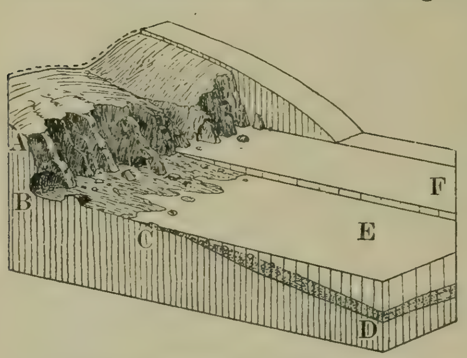


Fig. 193. Brandungskehlen und Felsplattform.

Brandungskehlen, Klüfte und Klippen. Charakteristisch für die frühe Jugend ist die Entwicklung von Brandungskehlen an den Stellen, wo die anprallenden Wellen das Gestein am Meeresniveau rascher zurückschneiden, als die Klifffront unter dem Einfluß der Verwitterung rückwärts weicht; ferner die Erosion enger Klüfte, wo weiche Gesteine eine rasche Aushöhlung durch die

Wellen gestatten, die Aushöhlung natürlicher Brücken in hervorragenden Felspartien (Fig. 193), und endlich die Herauspräparierung einzelner Felsen, die als Klippen überleben. Alles dies trägt zu der kleinzügigen Unregelmäßigkeit der fein zerrissenen Küstenlinie während der frühen Jugend bei.

Die Felsplattform. Noch bedeutungsvoller ist die Entwicklung einer schmalen Plattform fast kahlen Gesteins, *B C* (Fig. 193), die zur Flutzeit bedeckt, zur Ebbezeit teilweise sichtbar wird, aber so heftig von den Wellen überfegt wird, daß alle Bruchstücke — große Felsblöcke ausgenommen — bald in tieferes Wasser hinabgeschafft werden, wo sie eine Ablagerung von eckigem Material bilden, die eine Meereshalde genannt werden kann.

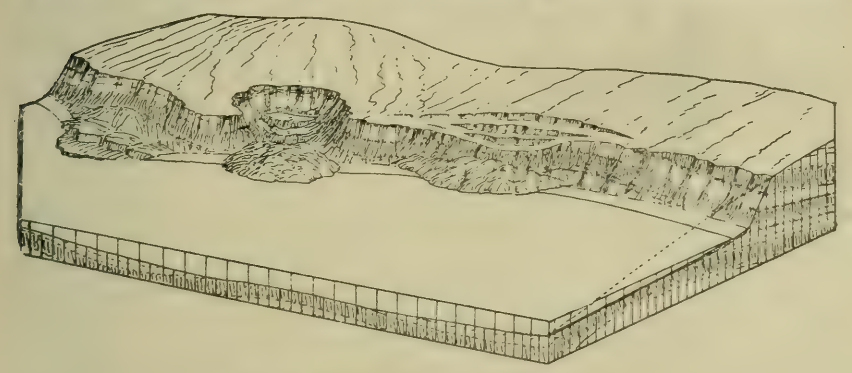


Fig. 194. Rezente Kliffrutschungen und -stürze.

Kliffrutschungen und -stürze sind in diesem und in dem spätjungen Stadium der Küstenentwicklung häufig, und zwar kommen sie besonders oft dort vor, wo weichere Schichten unten und härtere Schichten oben an der Kliffront austreten, wie es in Fig. 194 schematisch dargestellt ist.

Das Auftreffen der Sturmwellen an einer derartigen zerrissenen Küste ist sehr unregelmäßig. Jede kleine Klippe bildet ein neues Zentrum für die Ausstrahlung von Wellen geringerer Höhe, die mit den anderen interferieren. Die größeren Wellen stoßen und springen wütend mit schäumenden Kämmen an die größeren Klippen und felsigen Vorsprünge, nur um wieder in das Meer zurückzufallen. Sie werfen sich mit Getöse in die Höhlen und spritzen durch die Klüfte hoch in die Luft hinauf. Ihre wilde Erregung steht in starkem Gegensatz zu dem regelmäßigen Verhalten der Brandung an dem glatten Saum einer jungen ebenen Hebungsküste. Man spricht oft von der Wirkung der Wellen

an der Küste: man darf jedoch auch von einer Einwirkung der Küste auf die Wellen reden.

In den frühen Stadien der Wellentätigkeit an einem ursprünglich steilen Küstenabhang ist die abradierte Felsplattform so schmal, daß der durch aufeinanderfolgende Wellen in einem Zickzackweg entlang gefegte Felsschutt nicht weit geschleppt wird, bevor er an dem untermeerischen Abhang hinuntergeschafft und in tieferem Wasser zur Ablagerung gebracht wird, wo er dann beinahe gar nicht mehr bewegt wird und auf der Meereshalde ruht. Zu dieser Zeit ist deshalb die Fortschleppung der Geschiebe längs der Küste von geringer Bedeutung. In einem etwas späteren Stadium, wie es die Fig. 192 bei *C* zeigt, wird die Felsplattform zu größerer Breite und geringerer Böschung zurückgeschnitten werden; das Kliff, das jetzt bedeutendere Höhe erlangt, wird mehr Schutt liefern, den die Wellen fortschaffen müssen, und die der Küste vorgelagerte Meereshalde wird aufgebaut werden, so daß sie eine Fortsetzung der Plattform bildet. Zu dieser Zeit können die Wellen den Schutt, den sie von dem Kliff empfangen, nicht so rasch bewältigen wie früher; viel bleibt lange genug auf der Plattform liegen, um durch Reibung zugerundet und in einer oder der anderen Richtung, je nach den herrschenden Winden und Strömungen, an der Küste entlang langsam fortbewegt zu werden. Den Teil der Plattformdecke, der zur Ebbezeit sichtbar wird, nennt man den Strand.

Je weiter das Kliff zurückgeschnitten wird, desto tiefer muß die Felsplattform abradiert werden; es muß jedoch die Tieferlegung der Plattform viel langsamer geschehen als das Zurückweichen der Kliffe, wie dies bei *KHG*, Fig. 192, leicht zu erkennen ist. Während der Abrasion der Plattform liegt aber stets eine Geschiebedecke, ein Strand, von geringerer Mächtigkeit auf ihr.

Der Strand. Der Strand kann mit einer Mühle verglichen werden, in der der von dem Kliff herabfallende Schutt zermahlen wird. Allein in dieser Mühle steht der Schleifstein — die Felsplattform — ruhig, während das Korn — der Schutt — durch die Wellen und Strömungen bewegt wird: das abgeschliffene Schuttmehl wird in das tiefere Wasser hinabgefegt. An jungen hohen Kliffen, die von stürmischen Wellen getroffen werden, wird der Strand hauptsächlich aus grobem Geröll be-

stehen, die kleineren Bruchstücke samt allem Sand und Schlamm werden sofort seewärts in das tiefere Wasser hinabgeschleppt werden. An reiferen Küsten dagegen wird der Strand mehr aus Kies und Sand bestehen.

Jede Sandstrecke kann als ein ausgeglichener Teil der Küste angesehen werden, während die felsigen Vorsprünge und kahlen Plattformen zwischen ihnen unausgeglichene Strecken repräsentieren. Die Analogie mit jungen Flüssen ist hier in die Augen fallend. In jedem Fall ist die zur Schuttbewegung auf den unausgeglichenen Strecken zur Verfügung stehende Energie mehr als ausreichend für die zu leistende Arbeit; daher sind die unausgeglichenen Strecken kahl gefegt, während an den ausgeglichenen Stellen die zu leistende Arbeit und die vorhandene Energie sich die Wage halten, weshalb diese mit etwas Schutt bedeckt sind.

Strandstrecken an jungen, felsigen Vorsprüngen sind zuerst unzusammenhängend entwickelt; jedes Glied ist von geringer Länge und nimmt eine kleine Nische zwischen vorspringenden Teilen des Kliffs ein. Aber schon in diesem frühen Stadium kann die Plattform und ihre Schuttdecke unterhalb des Ebbespiegels an den hervorragenden, felsigen Strebepfeilern des Kliffes zusammenhängend sein, und darum kann die Schuttfortschaffung längs der Küste selbst zu dieser Zeit eine gewisse Bedeutung erlangen. Und in dem Maße als die vorspringenden Kliffteile mehr und mehr aufgezehrt werden, wird eine größere Anzahl der voneinander getrennten Nischenstrande ineinander übergehen. Gleichzeitig wird die Fortschaffung der Gerölle und des Sandes von dem Vorsprung in die benachbarten Buchten hinein sehr an Bedeutung gewinnen, und dann werden nur die widerstandsfähigeren Teile der Kliffe als vorspringende Felsen die Kontinuität des Strandes unterbrechen. Die Küstenlinie befindet sich jetzt im Stadium später Jugend. Die Entwicklung ausgeglichener Strecken wird allmählich so weit fortschreiten, daß man fast an der ganzen Küste einen Strand ausgebildet sieht. Es ist selbstverständlich, daß dieses Stadium an einer Küste von mäßiger ursprünglicher Unregelmäßigkeit mit weicheren Gesteinen und kräftigen Wellen und Gezeiten rascher erreicht werden wird als an einer, an der die Unregelmäßigkeit vorher groß, die Gesteine hart und die Bewegungen des Meeres schwach sind.

Aber auch nach der Entstehung eines Strandes muß eine langsame Abrasion der Plattform das weitere Zurückweichen der Kliffe begleiten. Wie bereits früher einmal erwähnt wurde, scheint es, daß die Abrasion der Plattform hauptsächlich während der Stürme stattfindet; bei jedem Sturm werden die Wellen den auf der Plattform liegenden Schutt etwas hin- und herschieben und dadurch das Gestein der Plattform ein klein wenig abnutzen.

Geschlossene Buchten und verknüpfte Inseln. Oft kommt es vor, daß Sand und Kies von einem Vorsprunge, der teilweise einen Strand besitzt, nicht an dem benachbarten Buchtende ankommt, sondern den Strand über die Bucht hinaus verlängert. Wenn der so verlängerte Strand die Bucht nur teil-



Fig. 195.
Entwicklung einer reifen Gebirgsküste.

weise einschließt, nennt man ihn einen Haken, *C* (Fig. 195), dehnt er sich dagegen fast oder ganz an der weiteren Seite der Bucht aus, und zwar gewöhnlich konkav zum Meere, und sperrt er eine dreieckige Lagune ab, so spricht man von einer Nehrung (Stadium *D*). Wenn die Lagune eine Verbindung mit dem Meere durch ein Tief behält, ist ihr Wasser salzig; erstreckt sich jedoch die Nehrung ganz über die Bucht hinweg, dann wird das eingeschlossene Wasser allmählich dadurch ausgesüßt, daß es in den Sand und Kies der Nehrung einsickert und durch Flußwasser ersetzt wird; eine geschlossene Bucht dieser Art bezeichnet man als Haff. Allmählich wird eine solche Bucht mit Delta- und Gezeitenmarschablagerungen angefüllt.

Es kann geschehen, daß, wenn eine Bucht durch eine konkave Nehrung zwischen zwei Vorsprüngen abgeschlossen ist, die vereinigte Tätigkeit der Kräfte des Meeres den Nehrungsstrand

vorschüttet, während die benachbarten, zerrissenen Kliffe zurückweichen, und daß auf diese Art und Weise eine Vereinfachung der allgemeinen Küstenlinie herbeigeführt wird. Offenbar muß aber ein späteres Stadium eintreten, in welchem die ganze Küste zurückgeschnitten wird. Die kurze Erwähnung der systematischen Beziehungen derartiger Formen ist ganz außerordentlich nützlich für die Beschreibung einer Küstenlandschaft.

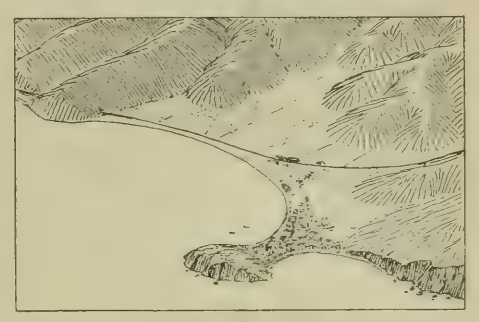


Fig. 196. Eine mit dem Festland verbundene Insel.

Eine andere charakteristische Erscheinung in der späten Jugend ist die Verknüpfung von Inseln mit dem Festland durch ein über die trennende Wasserstraße hinweggebautes Sandriff, zu dem das Material von der dem Meere ausgesetzten Front und Seite der Insel geliefert wird. Ein Hügel, der von dem gebirgigen und teilweise untergetauchten Festland der Riviera di Levante, südöstlich von Genua, losgelöst war und eine Insel bildete, ist heute an seiner äußeren Seite zurückgeschnitten und durch ein breites Riff mit dem Festland (Fig. 196) verbunden; auf ihm erhebt sich das malerische Städtchen Sestri Levante.

Das Sandriff kann auch doppelt sein, so daß es eine Lagune umschließt, wie in Fig. 197. Ein typisches Beispiel für eine derartige Inselverknüpfung sieht man an der Westküste Italiens, wo die Insel, der Monte Argentario, durch zwei Riffe mit dem Festlande verbunden ist und die Stadt, Orbitello, auf einem der Riffe liegt.

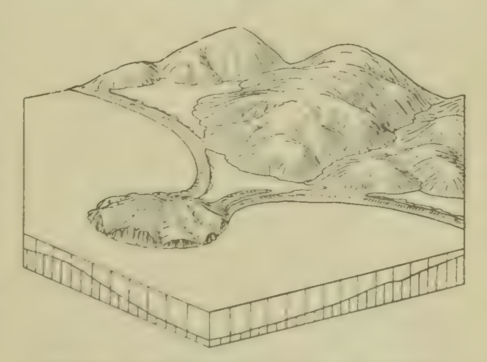


Fig. 197. Inselverknüpfung durch zwei Sandriffe.

Vernichtete Inseln. Vor der Küste liegende Inseln sind dem vollen Angriff der Wellen ausgesetzt und müssen daher, auch wenn sie von beträchtlicher Größe sind, zerstört werden, bevor noch die Entwicklung der allgemeinen Küstenlinie weit vorge-

schritten ist. Durch das Verschwinden der Inseln wird die Vereinfachung der Küstenlinie sehr gefördert. Gelegentlich sind die Wirkungen der früheren Existenz einer Insel noch nach deren Zerstörung sichtbar. Zwei solche Fälle sind aus der Umgebung von Boston bekannt, wo die Inseln zum größten Teile glaziale Drumlins darstellen, an denen die Wellen weit rascher arbeiten als an dem festen Gestein, das an der benachbarten Küste ansteht. In dem einen Falle, an der Nordseite des Hafens von Boston, schließt ein langes Sand- und Kiesriff, Beach Revere genannt, eine ausgedehnte Gezeitenmarsch ein; es biegt in einer scharfen Spitze nach außen zwischen zwei langen Kurven (Fig. 198), und bei Ebbe kann man eine ganze Zahl großer Geschiebeblöcke vor der Spitze sehen. Diese weisen ebenso wie die gebogene Gestalt des Riffs auf das ehemalige Vorhandensein eines Drumlins hin, wie er durch gestrichelte Linien in Fig. 198 angedeutet ist, weshalb auch die gebogene Form des Riffs ganz natürlich erscheint. Man weiß, daß vor hundert Jahren der Drumlin noch groß genug war, um als Weideland benutzt werden zu können. Durch die weiter fortschreitende Erosion werden die Blöcke und die Geschiebe allmählich fortgeschafft und die Spitze des Riffs abgestumpft werden.

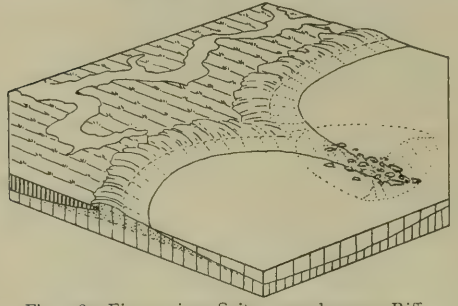


Fig. 198. Ein zu einer Spitze ausgebogenes Riff.

Südlich von Boston treten zwei große Drumlins auf, M, N (Fig. 199), die jetzt von vorgebauten Strandablagerungen geschützt und dadurch dem Einfluß der Meereswellen entzogen sind. Sie sind in eigentümlicher Weise an zwei Seiten abgeschnitten und bilden Kliffe, die sich in einem scharfen Vorsprung treffen. Die einzige bis jetzt gefundene Erklärung für deren Entstehung

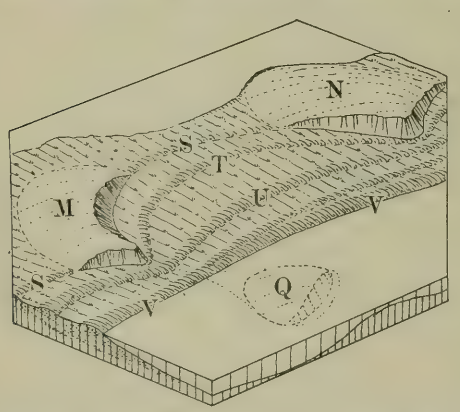


Fig. 199. Diagramm eines Teils von Nantasket Beach bei Boston.

ist folgende: Ursprünglich, als noch kein Strand ausgebildet war, existierten noch mehrere andere Drumlin-Inseln, *Q*, weiter seewärts. Als in die Vorderseite der äußeren Inseln Kliffe eingeschnitten wurden, wurden sie mit der inneren durch Riffe verbunden, die die Erosion der inneren Inseln an ihrer Vereinigungsstelle verhinderten, aber die Ausbildung von Kliffen an jeder Seite gestatteten. Mit dem allmählichen Verschwinden der äußeren Inseln wurden ihre Geschiebe weiter landeinwärts in der Form vorgeschütteter Strande, *T*, *U*, *V*, abgelagert und bildeten Nantasket Beach, das jetzt die inneren Inseln mit ihren kliffigen Vorsprüngen umschließt und schützt.[17]

Zerrissene und vereinfachte junge Küsten. Die marine Erosion ist im allgemeinen während der Jugend dazu geneigt, die Umrisse der Senkungsküsten dadurch zu vereinfachen, daß sie die Inseln zerstört, die Vorsprünge abschneidet und die Buchten abschließt oder ausfüllt. Allein in einem sehr frühen Stadium werden die Wellen, wie schon erwähnt, mehr zerreißend als als vereinfachend arbeiten, während sie die größeren Umrißkurven in eine Küstenlinie von feinerer Unregelmäßigkeit (*B*, Fig. 192), verwandeln. Erst nach dem Beginn der Strandbildung in den Nischen setzt eine Verminderung der Unregelmäßigkeit ein, und für diese ist das Vorhandensein des Strandes eine Hauptursache. Der Strandschutt wird in einer Nische zerstreut, wo die weicheren Gesteine anstehen, während die härteren, hervorstehenden Felsen unbedeckt bleiben. Da der Strandschutt notwendigerweise vorwiegend aus den härteren Gesteinsarten besteht — weil die weicheren bald in Schlamm verwandelt und weggefegt werden — schreitet die Arbeit der Wellen in der Nische jetzt viel langsamer fort als früher. Am Anfang war allein der Gegensatz des Gesteinswiderstandes für die Gestaltung der Küstenlinie maßgebend; jetzt sind die weicheren Gesteine durch den von den härteren herstammenden Schutt etwas geschützt, während die härteren Felsen nackt bleiben und der vollen Energie der Wellen ausgesetzt sind. Daher müssen, sobald der Strand in den Nischen sich zu bilden beginnt, härtere und weichere Gesteine viel gleichmäßiger verschwinden.

Die Unregelmäßigkeit, die eine zerrissene Küste erlangen kann, hängt von zwei Hauptfaktoren ab, nämlich der Stärke des Angriffs des Meeres und der Verschiedenheit in der Widerstandsfähigkeit der Küstengesteine. Wenn die Wellen und die

Gezeitenströmungen nicht sehr kräftig und die Gesteine fast gleichartig sind, wird die Zerrissenheit der Küste nur gering sein, ehe die Vereinfachung der Küste einsetzt. Ist dagegen eine Küste mit sehr großem Gesteinswechsel Wellen und Gezeitenströmungen von ungewöhnlicher Stärke ausgesetzt, dann kann die junge Küstenlinie sehr zerrissen werden, bevor das Stadium der durch den ausgleichenden Strand herbeigeführten Vereinfachung eintritt. Unter solchen Umständen können indessen die Urbuchten vergrößert und die Urvorsprünge zu Inseln zerschnitten werden. Gewisse weichere Gesteinsarten begünstigen das Zerreißen der Küste dadurch, daß sie die Wellen nur mit leicht fortschaffbarem Schutt und Schlamm und keinem groben, strandbildenden Kies versehen; dann kann es vorkommen, daß die Nischen zu Buchten anwachsen, die eine größere Breite gewinnen als die des in den härteren Gesteinen eingeschnittenen Eingangs. Erst später, wenn die Wellen dadurch etwas entkräftet werden, daß sie über eine verbreiterte Plattform die zurückweichende Küstenlinie erreichen, wird die Vereinfachung der Küste beginnen. Die Kenntnis der Zusammensetzung eines Landessaumes und das Erkennen der an ihm arbeitenden marinen Vorgänge wie des durch deren Tätigkeit erreichten Entwicklungsstadiums fördern daher die richtige Auffassung einer Küste ungemein; diese Tatsachen sind wesentliche Elemente einer erklärenden, genetischen Beschreibung. An vielen Küsten schreiten die durch marine Vorgänge hervorgebrachten Veränderungen so rasch fort, daß eine Beschreibung, die die Vorgänge und die aus ihnen sich ergebenden Veränderungen vernachlässigt, ganz unvollkommen ausfallen muß. Die stark zerrissenen, verwickelten Küsten werden wir jedoch nicht weiter betrachten, sondern unsere Aufmerksamkeit auf andere Probleme lenken.

Die Südküste von Devonshire und Cornwall. Dieses malerische Gebiet, das die „englische Riviera“ genannt wird, hat auf weite Strecken seines Saumes kühne, zerrissene Kliffe (Fig. 200, Block *D*, rechts), an denen man eine stark deformierte Gesteinsstruktur ausgezeichnet sieht. In den ertrunkenen Tälern, die jetzt verzweigte Buchten oder Rias bilden, wie bei Salcombe, Plymouth und Falmouth, ist die Urküstenlinie weniger verändert. Ein Strand ist an der Küste nur lokal entwickelt; er ist bei weitem nicht so charakteristisch wie die sich vor den Kliffen ausdehnenden kahlen Felsplattformen, die mit ihrer reichen

Flora und Fauna an dem größeren Teil der Küste zur Ebbezeit freiliegen. Die Küste ist offenbar jung.[18]

In diesem Zusammenhang erhebt sich eine interessante Frage: wieweit ist nämlich das Land hier zurückgeschnitten worden? Die Unreife einer Küstenlinie deutet an, daß das Meer nicht die Zeit gehabt hat, ein großes Stück des Saumes abzuschneiden.

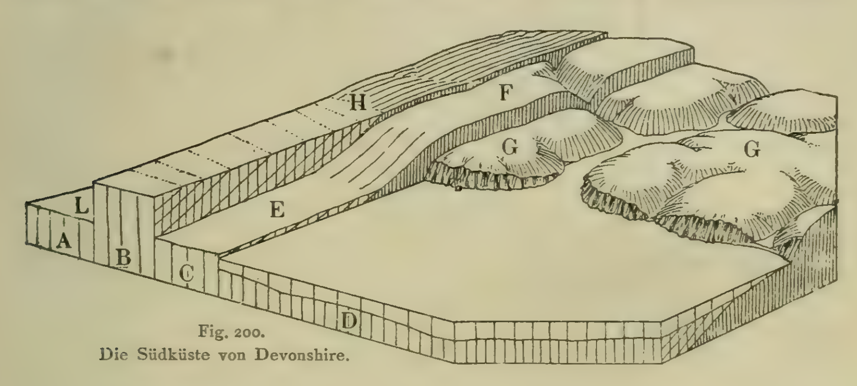


Fig. 200.
Die Südküste von Devonshire.

Allein in diesem Falle ist das Hochland ein gehobener und reif zerschnittener Gebirgsrumpf, und würde man seine wiederhergestellte, ebene Oberfläche, *GG*, seewärts verlängern, so könnte diese sich Kilometer weit erstrecken, ehe sie allmählich zum Meeresspiegel herabsinkt, und dieser Umstand legt auf den ersten Blick die Vermutung nahe, daß der Gebirgsrumpf in diesem Zyklus mariner Erosion weit zurückgeschnitten sei. Die Jugend der Küstenlinie widerspricht jedoch dieser Schlußfolgerung, und das Zeugnis der unreifen Küstenlinie wird dadurch bestätigt, daß man so selten Kliffe von abnehmender Höhe, *A* (Fig. 201), antrifft, die sicher fast so oft wie die von zunehmender Höhe, *B*, vorkommen müssen, wenn ein reif zerschnittener Gebirgsrumpf auf viele Kilometer hin zurückgeschnitten wäre.

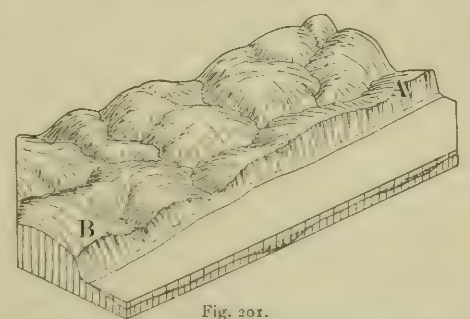


Fig. 201.
Kliffe von zunehmender, *B*, und abnehmender, *A*, Höhe.

Um die verminderte Ausdehnung des Gebirgsrumpfes am Anfange des heutigen Zyklus an der gegenwärtigen Küste verständ-

lich zu machen, hat man ein plötzliches Abbrechen durch eine Verwerfung ein wenig außerhalb der Küstenlinie annehmen wollen. Die Küstenlinie ist aber derart unregelmäßig, daß nicht eine einzelne Bruchlinie, sondern eher eine Verbindung von verschiedenen Bruchlinien zu ihrer Bildung erforderlich sein müßte. Eine solche Vereinigung junger Brüche kann man leicht voraussetzen, sie ist aber schwer zu beweisen. Hätte eine mehrfache Verwerfung am Anfang des heutigen Zyklus wirklich stattgefunden, so müßte man erwarten, daß einige Verwerfungslinien als jung zerschnittene Bruchstufen landeinwärts ziehen, wovon jedoch absolut nichts bekannt ist.

Eine andere Erklärung ist die folgende: Man denke sich ein Gebiet von unregelmäßiger Struktur, das zum Teil aus hartem, zum Teil aus weichem Gestein besteht, bis zum Greisenalter, *L* (Block *A*, Fig. 200), abgetragen, dann gehoben, also ein Hochland, *H*, bildend (Block *B*), und dann wieder erodiert (Block *C*), so daß die weichen Schichten noch einmal, *E*, alt abgetragen werden, während die widerstandsfähigen, *F*, nur frühreif zerschnitten sind. Unter diesen Umständen wird das Hochland mehr oder weniger steil zu dem Tiefland abfallen. Nun denke man sich eine mäßige Senkung des Gebietes und damit ein Untertauchen des Tieflandes (Block *D*), welche das Meer an die Randböschung des Hochlandes bringt, während Meeresarme und Nebenbuchten in die Hochlandstäler eindringen. Wenn der derart eingeführte Zyklus mariner Erosion zu einem jungen Stadium vorschreitet, wird er alle wesentlichen Züge der Südküste von Devonshire und Cornwall an sich tragen. Weichere Gesteine, zu einem Tiefland erniedrigt, aber nicht untergetaucht, begrenzen tatsächlich die widerstandsfähigen Gesteine des Hochlands im Osten, wo sie einen Teil des innersten Tieflandes bilden, das schon auf Seite 221 beschrieben wurde; darum liegt es durchaus im Bereich der Möglichkeit, daß ebensolche, jetzt unter den Meeresspiegel gebracht, auch im Süden vorhanden sind.

Erklärungen dieser Art mögen vielleicht beim ersten Male nicht sehr leicht zu verfolgen und aufzufassen sein, und für den elementaren Unterricht sind sie auch nicht geeignet. Der vorgeschrittenere Student muß aber gerade mit solchen Verbindungen von Strukturen und Zyklen vertraut werden, wenn er für die praktische Arbeit gut ausgerüstet sein will. Es wäre sehr wünschenswert, einen besonderen Namen sowohl für die auf diese

Weise ausgestalteten Küsten als auch für die Gegenden zu besitzen, wo geschichtete Bildungen auf einer abgetragenen kristallinischen Grundmasse liegen, und wo die so zusammengesetzte Masse dann geneigt, abgetragen und gehoben wird, sodaß wir sogleich alle ihnen beigesellten Züge leicht im Gedächtnis zu behalten in der Lage wären.

Spitze Strandvorsprünge. Es ist schon der Strandriffe Erwähnung getan, die quer über die Öffnungen kleiner Buchten hinweggebaut werden; sie fangen als Haken an, die sich von einer oder beiden Seiten, *B*, *C* (Fig. 195), in die Bucht hinein erstrecken, und wenn die Gezeitenströmungen nicht zu stark sind, können sie zu einer Nehrung zusammenwachsen und die Bucht in ein Haff verwandeln. Man nimmt an, daß das Wachstum solcher Riffe im wesentlichen von den örtlichen Küstenströmungen abhängt, welche die Richtung bestimmen, in der die Wellen den Strandschutt forttragen sollen.

Manchmal kommt es in Buchten von beträchtlichem Umfang und unregelmäßiger Umrißlinie vor, daß die Gezeiten oder andere Strömungen einen unregelmäßigen Lauf nehmen, so daß gelegentlich ein Teil der Küste, *AB* (Fig. 202), zwischen zwei Strömungen, *AC* und *BC*, liegt. In solchen Fällen kann ein V-förmiges Riff, *ABC*, gebildet werden, das anmutig gekrümmte Seiten und einen schnabelähnlichen Scheitel aufweist, der, wie wir es schon bei den Riffen der Küste von Carolina sahen, spitz zuläuft. Der Raum innerhalb dieses Riffs kann sich mit Marsch- oder Triebsand anfüllen und so einen dreieckigen Vorsprung bilden. Gulliver hat solche Strandvorsprünge „Cuspate Forelands" genannt und auch mehrere Beispiele beschrieben[19]; zwei gibt es in der Narragansett Bay in Rhode Island, mehrere andere im Puget Sound; das größte Beispiel ist der Vorsprung an der Südostküste Englands, der unter dem Namen Dungeness bekannt ist.[20]

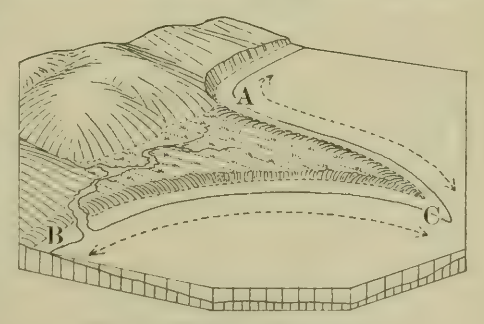


Fig. 202. Ein spitzer Strandvorsprung.

Ein interessanter spitzer Strandvorsprung findet sich im Balatonsee in Ungarn, der mir nur aus Karten[21] bekannt und

in Fig. 203 im Diagramm dargestellt ist. Er liegt an der einen Seite des Sees gegenüber von einem Vorgebirge, das ein kleiner Vulkan zu sein scheint. An dieses Beispiel mag man sich halten, wenn man beweisen will, daß die Strömungen und nicht die Wellen die Hauptfaktoren für die Bedingung der Richtung sind, in der die Küstenwellen am Riffaufbau sich betätigen sollen. Denn hier veranlaßte das Vorgebirge augenscheinlich die Entwicklung zweier kreisender Strömungen, und zwischen diesen beiden erwuchs der Strandvorsprung an der gegenüberliegenden Seite des Sees.

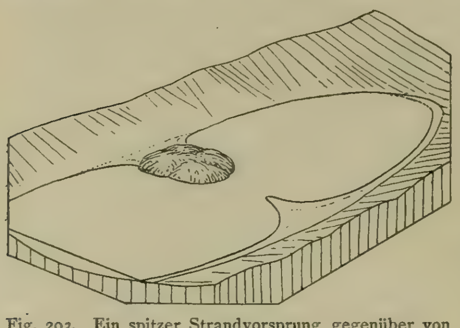


Fig. 203. Ein spitzer Strandvorsprung gegenüber von einem Vorgebirge.

Strandebenen. Dieser Name ist bereits zur Bezeichnung des verbreiterten Gestades angewandt worden, das die reif zerschnittene Küstenebene der adriatischen Küste südöstlich von Ancona begrenzt. Er findet auch Anwendung in Zusammenhang mit gewissen frühreifen Senkungsküsten. Man denke sich eine Küste, an der unterjochte Gebirge teilweise untergetaucht sind, so daß sich Buchten zwischen den Vorgebirgen bilden. Während

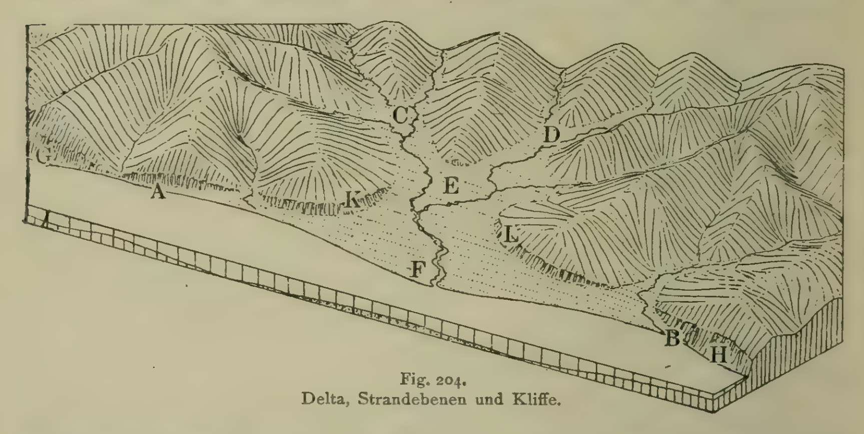


Fig. 204.
Delta, Strandebenen und Kliffe.

die Flüsse, die in das Buchtende eintreten, ihre Deltas, *C*, *D* (Fig. 204), vorwärts schieben, werden die Wellen an den ihnen ausgesetzten Vorgebirgen, *KAG*, *LBH*, Kliffe einschneiden. Ist nun die deltabildende Kraft der Flüsse groß, so können

diese ihr vereinigtes Delta weiter, E, F, fortbauen; dann wird die Deltafront von den Küstenströmungen umfegt werden, und dadurch wird ein Teil der Sande oder Kiese an der Küste entlang sich über einem längeren Gestade oder einer Strandebene, AFB, verteilen, hinter der die jungen Kliffe, KA, LB, dann gegen den Wellenangriff geschützt bleiben. Noch später jedoch, wenn die äußeren Vorsprünge, AG, BH, zurückgeschnitten sind, wird die Deltafront ebenfalls gezwungen werden, rückwärts zu weichen, und der Angriff auf die jungen Kliffe wird wieder aufgenommen. Ein schönes Beispiel einer solchen vorgelagerten Strandebene wird weiter unten bei der Beschreibung der italienischen Riviera di Levante angeführt werden.

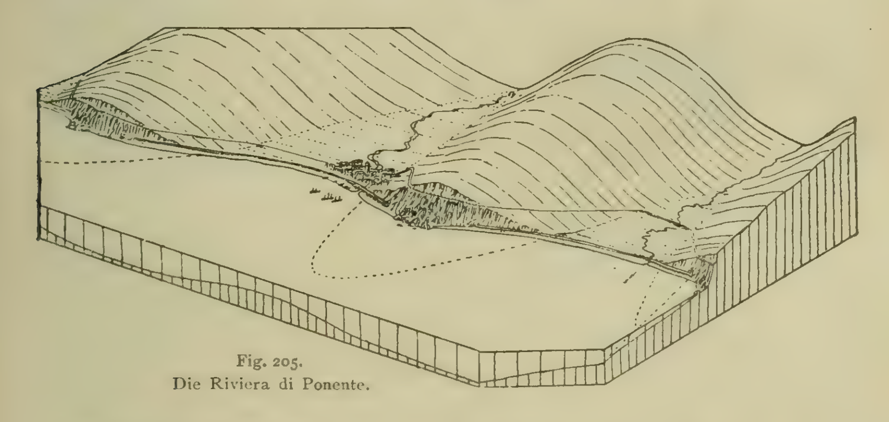


Fig. 205.
Die Riviera di Ponente.

Die Riviera di Ponente bietet viele schöne Beispiele einer gebirgigen Senkungsküstenlinie dar, die sich im Übergangsstadium von der Jugend zur Reife befindet (Fig. 205).[22] Die Struktur der Gebirge ist verworren; in einem früheren Zyklus normaler Erosion erreichten sie späte Reife mit unterjochten Formen und im allgemeinen gut ausgeglichenen Hängen. Dann wurde das Gebiet, wahrscheinlich mit einer Neigung nach dem Meere zu, teilweise untergetaucht, und dadurch bildete sich eine ziemlich unregelmäßige Küstenlinie aus, die wohl mit einigen Inseln versehen war. An dieser hat das Meer die vermuteten Inseln, mit Ausnahme von zweien zerstört, Kliffe in die Vorsprünge eingeschnitten und mit Hilfe der Flüsse die Buchten angefüllt, bis eine mäßig gekrümmte Küstenlinie in spätjugendlichem Stadium zustande gekommen ist. Die kliffigen Vorsprünge mit ihren zerrissenen Felsen und Klippen sind leicht konvex nach der

Mitte zu und zeigen an beiden Seiten einen Strand, der sich in die leichte Rundhöhlung an der Front einer Deltaebene fortsetzt. Die Wellen brechen sich unregelmäßig an den noch nicht ausgeglichenen Klippen, fallen aber gleichzeitig in regulärer Brandung auf den konkaven Strand. An dem größten Teil der Küste gibt es keine natürlichen Häfen. Fischerboote und kleine Küstenfahrer werden den Strand hinaufgeschleppt bis ganz dicht an die vordersten Häuser der Dörfchen, die eine Küstenecke bei fast jeder Deltaebene einnehmen, deren Reste dann die einzigen ebenen Felder der Gegend darstellen. Die seit Jahrtausenden angebauten und jetzt terrassierten Hügelgehänge sind meist mit Olivenhainen bepflanzt. Die Landstraße längs der Küste kletterte ehemals über die Bergrücken, aber vor etwa hundert Jahren wurde ungefähr in der halben Höhe der Kliffe eine Art Gesims für einen besseren Weg eingehauen, der daher als Cornice bekannt ist. Später legte man eine Eisenbahn an, und da diese dem Meeresspiegel nahe liegen muß, führen Tunnels mitten durch jede Kliffbasis hindurch.

Beispiele aus Irland. Die Kliffe der Riviera di Ponente sind nicht von großer Höhe, selbst an ihren höchsten Punkten erreichen sie vielleicht nur 50 oder 100 m. Weit bedeutsamer sind jene von Südwest-Irland[23]. Dort ist das Ende eines unterjochten, ungefähr von Osten nach Westen streichenden Gebirgssystems teilweise in dem Ozean versunken, so daß eine Reihe hoher und langer Vorgebirge, die durch tiefe Buchten getrennt sind, entstanden ist. Diese Senkung fand vor genügend langer Zeit statt, um den riesigen Wellen der Winterstürme die Möglichkeit zur Zurückschneidung der Vorgebirge zu verleihen, so daß sie jetzt in gewaltigen Kliffen enden. Aber die Buchten bilden noch immer ausgedehnte Einbiegungen, obgleich infolge der Abstumpfung der Vorgebirge und der teilweisen Ausfüllung der Buchtenden die ursprüngliche Unregelmäßigkeit der Küstenlinie beträchtlich vermindert worden ist. Diese Küste steht daher bis jetzt kaum in einem so vorgeschrittenen Stadium wie die der Riviera di Ponente, trotz der viel größeren Kraft, die die stürmischen Wellen des Atlantischen Ozeans im Vergleich zu denen des Mittelmeeres entfalten, weil die ursprüngliche Unregelmäßigkeit der irischen Küste bedeutend größer war als die der italienischen, und vielleicht auch, weil jene nicht so lange wie diese den Wellen ausgesetzt ist. Eine eingehende und ver-

ständnisvolle Beschreibung dieser Verhältnisse in Irland unter systematischer Berücksichtigung der allgemeinen Gesetze der Küstenentwicklung wäre in hohem Maße erwünscht.

Der Verkehr an frühreifen Küsten. Der Verkehr zwischen Meer und Land wird durch die Veränderungen, welche die fortschreitende Entwicklung der Senkungsküsten begleiten, stark beeinflußt. Zerstörte Inseln lassen gefährliche, untermeerische Felsklippen zurück. Zerrissene Vorsprünge fallen in steilen Kliffen zu Felsplattformen und Klippen ab, wo dann eine sichere und bequeme Landung nicht möglich ist; auch der Strand an den Nischen ist nur wenig gegen die Wellen geschützt. Zahlreiche größere Buchten sind nur schwer zugänglich wegen der Nehrungen, durch die sie mehr oder weniger abgeschlossen sind. Diejenigen Buchten jedoch, die teilweise offen bleiben, bieten ausgezeichnete Hafenplätze, die deswegen so günstig liegen, weil sie gewöhnlich mit dem Hinterland durch ein Tal direkt verbunden sind, das bei der Senkung eben nur teilweise ertrunken war. Nachdem man die physischen Verhältnisse einer Küste systematisch dargestellt hat, ist es relativ leicht, diejenigen ihrer Formelemente anzugeben, die für den Verkehr zwischen Meer und Land günstig sind, und die daher die Anlage von Dörfern und Städten bestimmen.

Reife Strecken von langgestreckter Krümmung. In den frühen Stadien einer unregelmäßigen Senkungsküste sind die Küstenströmungen höchst unvollkommen entwickelt. Wenn eine Hauptströmung an den Vorgebirgen einer solchen Küste vorbeifegt, müssen sich in den Meerengen und Buchten an ihrer dem Lande zugekehrten Seite zahlreiche Strudel ausbilden. Wird aber die Küstenlinie zurückgeschnitten und vereinfacht, *NO* (Fig. 206), so müssen diese untergeordneten Strömungen nach und nach verschwinden, und die große Hauptströmung wird immer mehr dazu kommen, ununterbrochen an der ganzen reifen Küste entlang zu ziehen. Alle jene Erscheinungen, die in einem frühen Entwicklungstadium durch solche örtlichen Strömungen hervorgerufen werden, wie Riffhaken in den Buchtmündungen und spitze, durch die Strudel gebildete Strandvorsprünge an den Buchtseiten, werden in einem späteren Stadium verändert oder sogar ganz zerstört werden müssen, wenn sich die Strömungen anders regeln. Bildungen von schärferer Krümmung und von lokalem Charakter werden durch solche von größerer

Krümmung und von weiter reichenden Beziehungen ersetzt. Auf diese Weise werden immer längere Strecken der Küste zueinander in Beziehung gebracht; an solchen langen Strecken werden die vielen kleinen, unabhängigen Formen der früheren Stadien durch wenige und längere, voneinander abhängige Formen der reifen und späteren Stadien ersetzt; und gleichzeitig verlieren die Wellen das unruhige Gebahren der Jugend und brechen sich am Strande in regelmäßiger Brandung. Längs der Brandungslinie zwischen dem äußeren Meeresboden und dem glattgefegten Strand lagern oft die gröbsten Gerölle des Ufers; diese Linie liegt aber nicht fest, sondern verschiebt sich nach innen und außen an dem sanften Ausfall des Ufers mit Flut und Ebbe und mit der schwankenden Stärke der Brandung. Stehen an einer solchen Küste sanftwellige Schichten an, bei denen harte und weiche miteinander abwechseln, so können diejenigen Teile der Küste, wo die weichen an der Kliffbasis und die härteren oben auftreten, durch Felsstürze ausgezeichnet sein (Fig. 194). So lagen z. B. die Verhältnisse für die ausgedehnten Kliffstürze von Axmouth an der Südküste Englands im Jahre 1839, die eine Länge von 1 km und eine Breite von 70 m erreichten[24]; diese Küstenstrecke ist jedoch viel zu reif, als daß sie Höhlen an der Kliffbasis besäße.

Nantasket Beach und der Hafen von Boston. Ein schönes Beispiel zunehmender Reife der Küstenströmungsentwicklung findet sich an der schon erwähnten Nantasket-Beach[17], die die Südseite des Bostoner Hafens abschließt. Die Urküstenlinie war hier infolge des Vorhandenseins einer Anzahl von Drumlin-Inseln, *M*, *N*, *Q* (Fig. 199), im Norden von einer felsigen Küste sehr unregelmäßig gestaltet. Einige dieser Drumlins lagen wahrscheinlich einst weiter draußen als *Q*. Jedenfalls waren die ersten Riffe, *S*, welche diese Drumlins verbanden, von ausgesprochen konkaver Krümmung gegen den Ozean und bewiesen dadurch die Existenz lokaler, untergeordneter Strömungen. Als aber dann die äußeren Drumlins abgetragen wurden, trat schließlich eine einzige Strömung an deren Stelle, und auf diese Weise ist gegenwärtig ein Gestade, *VV*, von gestreckter, mäßiger Krümmung vorgeschüttet, das eine Strandebene von etwa $1/2$ km Breite mit marschigen Ablagerungen zwischen seinen aufeinanderfolgenden Wachstumslinien, *S*, *T*, *U*, *V*, bildet und die teilweise zerstörten Drumlins, *M*, *N*, schützt.

Reife Küsten. Das weitere Zurückweichen einer Küste muß verhältnismäßig langsam vor sich gehen, und zwar einmal, weil die Wellen einen großen Teil ihrer Energie bereits auf der verbreiterten Plattform ausgeben und daher in geschwächtem Zustand an der Kliffbasis anlangen, und zweitens, weil die Kliff-front durch die Abstumpfung hoher Sporne und Rücken vielfach so hoch geworden ist, daß sie viel Schutt an der Kliffbasis abgibt. Unter diesen Bedingungen dürfte man an einer reifen Küste keine kahle Felsplattform, keine Höhlen, keine groben Strandgerölle, und — wenn nicht gerade bestimmte begünstigende Strukturverhältnisse vorhanden sind — keine Kliffstürze zu finden erwarten. In der Tat mag eine große Strecke der Kliffe jetzt ihre ursprüngliche Steilheit eingebüßt und einen mäßigen Hang von 40—50° oder noch weniger angenommen haben, so daß, im Gegensatz zu den zahlreichen Aufschlüssen bei den jungen Küsten, die Klifffront vielfach von einer kriechenden Schuttdecke bekleidet ist und ein gut entwickelter Strand der Kliffbasis vorgelagert ist.

Eine vollständig reife Senkungsküste muß eine so starke rückschreitende Erosion erlitten haben, daß die Küstenlinie hinter allen Urbuchten liegt, *E* (Fig. 195) oder *QR* (Fig. 206), und ihrer ganzen Länge nach, auch an den Deltas, zurückweicht. Sie muß ein zusammenhängendes, aber nicht steiles Kliff besitzen, das nur dort unterbrochen ist, wo Flüsse ihre Talfluren bis zum Meeresspiegel hinab abgetragen haben. Diese werden breit sein, weil die Täler wie die Küste zu dieser Zeit reif entwickelt sein müssen; es sei denn, daß die Flüsse zu klein sind, um die Talfluren mit Rücksicht auf die zurückweichende Küstenlinie abtragen zu können; in diesem Falle werden enge, junge Täler in den Boden der früheren reiferen Täler eingeschnitten werden, wie bei *E* (Fig. 195). Alle Hügel werden jetzt niedriger abgetragen werden als am Anfang des Zyklus. Der allgemeine Umriß einer solchen Küste muß lange, gegen das Meer hin konkave Kurven zeigen, die durch leicht vorstehende, konvexe Vorsprünge, *P* (Fig. 206), getrennt sind, wo die widerstandsfähigsten Gesteinsarten vorkommen. Nur unter diesen felsigen Vorsprüngen kann die Kontinuität des reifen Strandes unterbrochen sein.

Der ausgeglichene Zustand, der ein feines Gleichgewicht zwischen der auszuführenden Arbeit und der dazu zur Verfügung stehenden Kraft in sich schließt, ist jetzt fast an der ganzen

Küste ausgebildet. Es erhält sich nicht nur an dem zutage liegenden Strande, sondern es muß sich auch in größerer Entfernung von der Küste über die ganze, durch die Wellen abradierte, schuttbedeckte Plattform erstrecken und vermutlich sogar noch weiter seewärts, wo die Ablagerung vorwaltet. Hier ist es wieder wichtig, gerade wie beim Reifestadium einer Hebungsküste, die theoretische Notwendigkeit einer Abrasion über die ganze Breite der von den Wellen abgetragenen Plattform zu erkennen; denn anderenfalls würden die Wellen an der Küste einer stillstehenden Landmasse unfähig sein, die Kliffbasis mit ausreichender Kraft zu erreichen. Eine solche Abrasion muß sehr langsam geschehen. Genau wie der Schutt einer Talaue das unterlagernde, felsige Talbett immer überdecken wird, während dieses beim Übergang von der Reife zum Greisenalter allmählich immer tiefer und tiefer abgetragen wird, so wird hier eine dünne Kies- und Sandschicht, deren innerer Teil den Strand bildet, stets auf der Felsplattform liegen, während die Kliffe weiter zurückgeschnitten und eben abgeböscht werden und die Plattform sehr langsam tiefer abradiert wird. Die Flüsse müssen diese Arbeit zur Überschwemmungszeit ausführen, indem sie den Schutt aus ihrem Bett emporheben und den darunter anstehenden Fels damit ein wenig scheuern. Die Wellen müssen ihr Werk zur Sturmzeit vollführen, indem sie die gewöhnlich die Felsplattform bedeckende Sandschicht aufrühren und hier und dort darunterliegende Gesteinspartikel abradieren, ehe die Sandschicht bei ruhigem Wetter wieder zur Ruhe gelangt. Die Sandschicht auf der normal entwickelten, reifen Plattform einer stillstehenden Landmasse kann aus diesem Grunde keine große Mächtigkeit besitzen.

Verschiedener Grad der Küstenentwicklung bei harter und weicher Struktur. Es ist bisher immer die stillschweigende Voraussetzung gemacht worden, daß die Küste, die einem marinen Zyklus unterworfen wird, in ihrer ganzen Länge aus ungefähr gleich widerstandsfähigen Schichten besteht. Eine so einfache Annahme mag für die ersten Betrachtungen der Küstenlinienentwicklung zweckmäßig sein, sie muß aber selbstverständlich später Abänderungen erfahren, damit man den Zyklus auch auf Verhältnisse von größerer Kompliziertheit anzuwenden imstande ist. Wir gehen also hier in genau derselben Weise vor wie bei der Betrachtung des normalen Zyklus, wo in der Fig. 58 ge-

zeigt wurde, daß weiche Strukturen reif zerschnitten sein können, während benachbarte, härtere erst bis zu einem jungen Stadium der Talentwicklung gelangt sind, und daß jene das geringe Relief des Greisenalters erreicht haben können, wenn diese noch das für die Reife charakteristische starke Relief aufweisen. Ähnliche Gegensätze wird man auch bei der Entwicklung von Küsten von zusammengesetzter Struktur erwarten dürfen (Fig. 206), wo das Hochland, das aus harten Gesteinen besteht, noch die zerrissene, jugendliche Umrißlinie, *MN*, besitzt, und bei dem eine Urbucht erst teilweise durch einen Haken abgeschlossen ist, während an den Strecken mit weicheren Gesteinen, *NO*, bereits ein Strand entwickelt ist und die Buchten sämtlich geschlossen sind. Bei der noch reiferen Küstenlinie



Fig. 206. Küstenentwicklung bei harter und weicher Struktur.

bleibt ein Teil der Urbuchten, *B*, der in Delta- und Strandebenen verwandelt ist, in der unreifen Küste mit widerstandsfähigen Gesteinen, *PQ*, erhalten, aber in dem Gebiete mit weicheren Gesteinen sind alle Buchten durch das Zurückweichen der vollreifen Küstenlinie, *QR*, bereits zerstört. Es leuchtet also ein, daß man den verschiedenen Teilen einer Küste eine gesonderte Behandlung zuteil werden lassen muß, je nach der Widerstandsfähigkeit der Gesteine, aus denen sie aufgebaut ist.

Spätreife Küstenkliffe. Die Meereskliffe von Nordwest-Frankreich zwischen Le Havre und Boulogne-sur-Mer mögen zur Veranschaulichung der Züge später Reife einer Küste dienen.[25] Dieses Beispiel ist zur Demonstration der zwei Hauptklassen von Küsten geeignet, weil beide in späten Stadien weniger Unterschiede zeigen als früher. Das Gebiet ist eine gehobene Fastebene, die aus fast wagerechten Kreideschichten aufgebaut und erst neuerdings leicht untergetaucht ist. Die Kliffront ist nicht schnurgerade, sondern leicht gebogen; der Strand an der

Basis der Kliffe besteht größtenteils aus gerundeten Feuersteinen der Kreideschichten, und ist oft so dünn, daß Aufschlüsse der darunter lagernden Schichten zu sehen sind. Stürme sind häufig, die Gezeitenströmungen kräftig, und daher ist der Angriff des Meeres so stark, daß die Kliffe mit verhältnismäßig sehr großer Schnelligkeit zurückweichen und kleine Erdrutschungen ganz gewöhnliche Vorkommnisse sind. Die Landleute bebauen die Felder der Hochebene nahe am Kliffrand; alte Pflugfurchen sieht man zuweilen außerhalb von Spalten, die kommende Erdrutsche anzeigen. Fischerdörfer nehmen die größeren, ein wenig untergetauchten Talmündungen ein, schwer aber ist es, wegen des reichlichen Sand- und Kiestransportes an der Küste gute

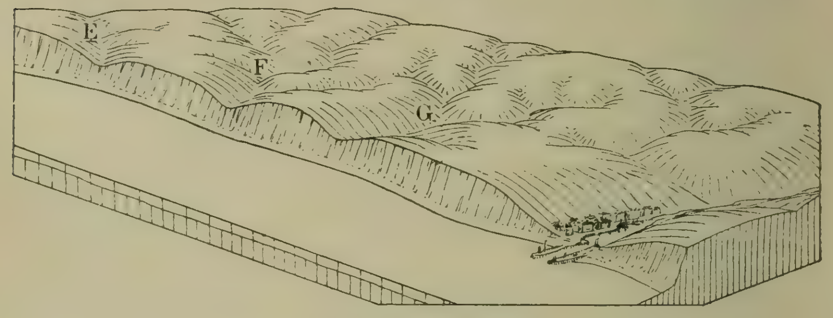


Fig. 207. Spätreife Kliffe.

Häfen zu unterhalten. Die kleineren Täler sind abgestumpft, so daß sie nach Art der Hängetäler sich in der Kliffront öffnen, und diese Erscheinung ist so häufig, daß eine volkstümliche Bezeichnung, „Valleuses“, für solche Formen entstanden ist. Gewisse Gruppen der Valleuses, *E*, *F*, *G* (Fig. 207), die heute unabhängig das Meer erreichen, waren offenbar ehemals Zweige eines einzigen Talsystems. Wegen ihrer Abgesondertheit, die sie gegenwärtig aufweisen, könnte man sagen, daß sie infolge eines reifen Zurückweichens der Küste voneinander geschieden sind. Sie erinnern an die abgeschnittenen Äste eines beschnittenen Baumstamms, nur daß hier die Äste erhalten geblieben sind, und nicht der Stamm.

Ist das spätreife Kliff weiter zurückgeschritten, so werden die Wellen sich in immer höherem Maße der schwierigen Aufgabe der Abrasion der Plattform zu größerer Tiefe zuwenden müssen, so daß am Fuße des Kliffs ein stets geringer werdender Betrag ihrer Energie zur Geltung kommt. Damit unter

solchen Verhältnissen ein Gleichgewicht zwischen der Zufuhr und der Fortführung des Schuttes aufrecht erhalten werden kann, muß das Kliff allmählich an Steilheit abnehmen und mit der Zeit zu einem schuttbedeckten Hang ausgeglichen werden. Die zahlreichen Aufschlüsse nackten Gesteins, die für die steile Klifffront im jugendlichen Stadium kennzeichnend waren, sind jetzt verschwunden, und mit der Entwicklung einer kriechenden Schuttdecke wird der Einfluß der untergeordneten strukturellen Verhältnisse, wie der Kluftflächen, der Schichtung usw. sich verringern und schließlich sogar gleich Null werden, mit Ausnahme der Fälle, wo Gesteine von sehr ungleicher Widerstandsfähigkeit auftreten, und so wird ein spätreifes Kliff in dieser Beziehung dem Gehänge eines spätreifen Tales ähnlich sein.

Küstenlinien von Seen. Seen können je nach ihrer Entstehungsweise Küstenlinien der ersten oder zweiten Klasse besitzen. Seen, die durch eine Verbiegung ehemals normaler Täler entstanden sind — wenn es überhaupt derartige Seen gibt — werden Urküstenlinien der zweiten Klasse aufweisen, da ihr Wasser an den zerschnittenen Talgehängen aufwärts steigt (Fig. 162 links). Dasselbe gilt von Seen, die einer unregelmäßigen Versenkung in der Landoberfläche ihre Entstehung verdanken, und es ist sehr wohl möglich, daß die Seen in dem zentralafrikanischen Graben ursprünglich solche Uferlinien hatten. Auch die Küstenlinien von Seen gehören hierher, die durch glaziale Abdämmung oder glaziale Erosion hervorgerufen sind, weil bei ihnen das Wasser von abgeschlossenen oder ausgearbeiteten Becken Besitz ergreift, wenn das Eis sich zurückgezogen hat; der ganz außerordentlich unregelmäßig gestaltete Umriß des Lake of the Woods in Süd-Canada mit seinen Tausenden von Inseln[26] erinnert an die verwickelte Küstenlinie des baltischen Gebietes, während der einfachere Umriß der großen Alpenseen sich leicht erklären läßt, wenn man erkennt, daß sie zum größten Teil reife, glaziale Tröge einnehmen und nur nicht hoch genug ansteigen, um in den seitlichen Hängetälern Buchten zu bilden. Die unregelmäßigeren Formen des Luzerner und Luganer Sees sind der Ausarbeitung durch sich verzweigende Gletscher in einem Gebiet von kompliziertem Bau zuzuschreiben.

Küstenlinien der ersten Klasse werden andererseits bei Seen zu finden sein, die an Umfang verloren haben, sei es nun durch normale Erosion ihrer Abflüsse, durch das Schmelzen von Eis-

dämmen oder durch Verdunstung in einem ariden Klima; ihr gesunkener Wasserspiegel liegt auf den Ablagerungen, die in früherer Zeit bei größerer Ausdehnung des Sees niedergeschlagen wurden. Das Kaspische Meer gehört aller Wahrscheinlichkeit nach hierher, andere Binnenseen von geringerer Größe, deren Wassermenge in postglazialer Zeit eine Verminderung erfahren hat, wie es z. B. beim Großen Salz-See in Utah der Fall ist, zeigen dieselben Züge; in diesem Falle hat sich das Zusammenschrumpfen der Wasserfläche in den letzten Jahren sehr deutlich markiert, vermutlich, weil man die wenigen in den See hineingehenden Flußläufe für Berieselungszwecke abgeleitet hat.

Die großen Seen des St. Lorenz-Stromsystems weisen, wie Gilbert gezeigt hat, heutzutage Küstenlinien beider Gattungen auf, und zwar wegen einer leichten Schrägstellung, die ihr Gebiet erfahren hat.[27] Diese macht sich in folgender Weise deutlich: Selbst in der kurzen Zeitspanne von wenig mehr als einem halben Jahrhundert, während welcher exakte Messungen der Höhe des Seespiegels ausgeführt worden sind, hat sich herausgestellt, daß das Wasser von einigen Stellen allmählich weggezogen wird und an anderen ansteigt. Eine Linie, die man durch einen See hindurchzieht, und die die Gebiete des sinkenden und steigenden Wassers voneinander scheidet, geht durch den Seeabfluß hindurch und muß parallel zu der Achse liegen, an der das Gebiet geneigt wird. Diese Linie scheidet nun auch diejenigen Teile der Seeufer, von denen das Wasser seit Tausenden von Jahren zurückgewichen bzw. an denen es angestiegen ist, was sich aus dem Vorkommen alter Strandlinien auf der einen und ertrunkener Täler auf der andern Seite ergibt. Die Teile, an denen das Wasser sich hebt, die also den Senkungsküsten entsprechen, haben häufig kleine Buchten, die von großer Bedeutung für die Schiffahrt auf den Seen sind; die Entstehung von Toledo-Harbor ist ein auffälliges Beispiel hierfür. Die Möglichkeit einer Befahrung des Detroit-River zwischen dem St. Clair- und dem Erie-See mit großen Dampfschiffen ist auf das Ertrinken eines früheren normalen Flußkanals zurückzuführen, bei dem die Wassertiefe, während der Flußkanal eingeschnitten wurde, sehr viel geringer gewesen sein muß als gegenwärtig. Ein Studium der Küstenlinien anderer großer Seen, wie des Kaspischen Meeres, des Baikal-Sees oder der zentralafrikanischen Seen unter Berücksichtigung dieser Gesichtspunkte wäre ungemein erwünscht.

Die Folgeformen der Küsten von Seen. Die Tätigkeit der Wellen an der Küste eines Sees ist weniger heftig als an der des Meeres, hier fehlen auch die Gezeiten fast gänzlich, und Strömungen sind nur schwach entwickelt. Nichtsdestoweniger sind die Wellen und Strömungen hier doch imstande, die verschiedenen Erscheinungen hervorzurufen, die wir an den Meeresküsten bereits kennen gelernt haben. So sind zahlreiche Beispiele von Haffen und Nehrungen, von Kliffen und anderen Formen, die an Seen von verschiedenartigstem Umriß geschaffen wurden und jetzt in verschiedenen Entwicklungsstadien stehen, an den Ufern der großen Seen Nordamerikas zu sehen.[28] In den meisten Fällen stellen die Seeküsten nur ein junges Entwicklungsstadium dar, zuweilen aber haben sie auch die Reife erreicht, wie z. B. die erwähnte Südküste des Erie-Sees.

Gewisse Eigentümlichkeiten von Seeufern verdienen noch eine besondere Erwähnung. Seen, die sich vor kurzer Zeit in einem Gebiet von mittlerem Relief gebildet haben, können mehr als einen Abfluß besitzen, wie das in dem Laurentischen Hochland von Canada häufig der Fall ist.[29] Man muß annehmen, daß nach einiger Zeit der eine Abfluß sein Bett rascher vertieft haben wird als die andern und damit allmählich einen immer größeren Teil des ausfließenden Wassers an sich zieht, bis er schließlich überhaupt der einzige Abfluß sein wird. Daß dies bis jetzt bei den genannten Seen noch nicht eingetreten ist, dürfte zum Teil wenigstens ihrer Jugend zuzuschreiben sein; es ist aber wahrscheinlich, daß bis zu einem gewissen Grade auch die Schrägstellung des Gebietes dafür verantwortlich zu machen ist, durch die von Zeit zu Zeit neue Ausflüsse dargeboten werden.

Flüsse, die sich in Seen ergießen, werden selbstverständlich an ihrer Mündung Deltas aufbauen; es ist jedoch keine seltene Erscheinung, daß kleine Seen auch an ihrem Auslaß Deltas besitzen, wie es z. B. in Maine verschiedentlich zu konstatieren ist. Dann vereinigt sich der Abfluß in geringer Entfernung vom See mit einem großen Fluß; hat nun dieser Fluß Hochwasser, so wird die Strömung am Seeabfluß umgekehrt, und das schlammbeladene Wasser des großen Flusses dringt in den See ein und bildet hier ein Delta.

Flüsse, die aus einem See austreten, sind von ganz wundervoller Klarheit, da alle ihre Sedimente in dem ruhigen Seewasser niedergeschlagen worden sind. Der Rhône ist bei seinem

Verlassen des Genfer Sees ja geradezu berühmt wegen der Durchsichtigkeit und blauen Farbe seines Wassers, und ebenso wird die Schönheit der Niagarafälle durch die Reinheit und Bläue seines vom Erie-See herkommenden Wassers bedeutend gesteigert. Unter diesen Umständen wird man nicht erwarten dürfen, daß ein kurzer Fluß, der von einem See in einen anderen fließt, ein großes Delta in dem letzteren aufschütten kann, und doch findet sich ein mächtiges Delta in dem St. Clair-See, wo der kurze Abfluß des Huron-Sees in ihn eintritt.[30] In diesem Falle hat zu der Aufschüttung noch das Strandgeschiebe beigetragen, das durch die Strömungen an den Küsten des Huron-Sees nach dem Abfluß hingefegt wird. Jetzt ist das Delta ein wenig untergetaucht, und zwar auch wegen der schon erwähnten Schrägstellung des ganzen Gebietes.

Abrasion während der Senkung. Wir haben bis jetzt bei der Betrachtung der Meeresküsten vorausgesetzt, daß die Landmasse absolut still bleibt und keinerlei Hebung oder Senkung erleidet. Es können aber offenbar langsame Bewegungen dieser Art eintreten. Wenn eine Hebung stattfindet, pflegt die abradierte Plattform aus dem Meere aufzutauchen und die Küstenlinie sich weiter seewärts auf den früheren Meeresboden zu verlagern. Allerdings ist es denkbar, daß ausnahmsweise eine starke marine Abrasion trotz einer solchen Hebung ein aus sehr weichen Schichten bestehendes Küstenkliff stets weiter zurückschneiden und die Plattform abschleifen und vertiefen kann. Im Gegensatz dazu wird das Meer bei einer Senkung an der Front der früheren Kliffe emporsteigen und die ehemaligen Delta- und Buchtebenen ertrinken lassen; es kann aber auch in diesem Falle eine kräftige marine Abrasion eine nicht allzu widerstandsfähige Küste ständig aufzehren und die Landmasse zu einer immer breiteren Plattform abtragen. Man hat zwar vielfach angenommen, daß jede breit abradierte Küste während ihrer Abrasion langsam gesunken sein müßte, weil die dadurch hervorgebrachte allmähliche Vertiefung des Meeresbodens die Meereskräfte immer von neuem beleben und verstärken wird, aber eine solche Senkung ist nicht unbedingt notwendig.

Gehobene Abrasionsebenen. Man hat die Vermutung ausgesprochen, daß entweder während eines sehr langen Stillstandes einer Landmasse oder während eines lange Zeit andauernden, sehr langsamen Untertauchens die marine Abrasion eine aus-

gedehnte Landmasse abzuschleifen und eine große Abrasionsebene zu schaffen vermöge, und daß diese dann, wenn sie gehoben würde, als ein glattes, mehr oder weniger durch Flüsse zerschnittenes Hochland erscheinen müßte. Die normale Erosion muß zwar die Erreichung dieses Zieles wirksam unterstützen, indem sie die Oberfläche abträgt, während die marinen Vorgänge ihren Saum abschneiden; es ist jedoch oft angenommen worden, daß die marinen Vorgänge eine breite und flache Abrasionsebene hervorbringen würden, während die normalen Vorgänge nur ein hügeliges Relief erzeugen könnten.

Zum ersten Male hat Ramsay vor mehr als 60 Jahren auf die Möglichkeit des Vorkommens von Abrasionsebenen hingewiesen.[31] v. Richthofen ist später unabhängig zu derselben Idee gekommen[32], und die theoretische Richtigkeit dieser Erklärung scheint außer Zweifel zu stehen. Beide, sowohl Ramsay wie v. Richthofen, haben zuerst das Problem deduktiv behandelt und dann eine Anwendung auf gewisse Gebiete zu machen versucht. Es ist jedoch in einem früheren Kapitel bereits gezeigt worden, daß die normalen Erosionsvorgänge wenigstens theoretisch imstande sind, jeder Landmasse nicht nur ein hügeliges Relief zu verleihen, sondern sie auch zu einer Ebene abzutragen, wie hart die sie zusammensetzenden Gesteine auch sein mögen, und welche Höhe das Land auch ursprünglich besessen haben mag, wenn nur die eine Voraussetzung gemacht wird, daß das Land eine ausreichende Zeit hindurch in Ruhe verharrt. Eine derartige Ebene kann dann natürlich gehoben und mehr oder weniger stark zerschnitten werden, gerade wie es bei einer Abrasionsebene der Fall sein kann. Es ist von Interesse, festzustellen, daß ein junger amerikanischer Geologe, Marvine, der von 1866—1870 an der Harvard-Universität tätig war, der erste gewesen ist, der diese Möglichkeit erkannt hat[33], und ihm ist dann nur wenig später Powell gefolgt.[34] Diese zwei Beobachter waren mit der Erforschung von Kontinentalgebieten, die weit entfernt vom Ozean lagen, beschäftigt, und sie waren mit Küstenländern nur sehr wenig vertraut, während die zwei europäischen Geologen, die zum ersten Male den Gedanken einer Abrasionsebene erfaßten, ihren Wohnsitz verhältnismäßig nahe an der Küste hatten und die Wirkungen des Meeres am Gestade recht genau kannten.

Wenn nun auch beide Erklärungsweisen theoretisch unanfecht-

bar sein mögen, so erfordern doch beide eine so lange, ununterbrochene Fortdauer der Zerstörungsvorgänge auf einer stillstehenden Landmasse oder, für das Meer, auf einer langsam und gleichmäßig sinkenden Masse, daß man sie beide wegen der Unwahrscheinlichkeit ihrer Verwirklichung zurückweisen müßte, wenn nicht eben in zahlreichen Gegenden Landoberflächen vorkämen, die jene Züge aufweisen, welche die Theorien erwarten lassen. Es müssen also der eine oder der andere Vorgang, oder vielleicht auch beide tatsächlich stattgefunden haben, und damit erhebt sich die ungemein wichtige Frage, ob wir Mittel besitzen, um Abrasionsebenen und Abtragungsebenen voneinander unterscheiden zu können.[85]

Beiden Arten von Ebenen sind gewisse Züge gemeinsam, unter denen der auffälligste der ist, daß ihre ebene Oberfläche alle Gesteinsstrukturen wahllos durchschneidet. Beide Ebenen können eine leichte Unebenheit ihrer Oberfläche aufweisen, denn die Abrasion wird bei ihrem Fortschreiten die weichen Gesteine etwas tiefer abschleifen als die harten, und ebenso wird die normale Erosion in einem sehr späten Stadium einige flachdomförmige Erhebungen zwischen breit geöffneten Tälern zurücklassen.

Abrasions- und Abtragungsebenen. Marine Abrasionsflächen werden nur an dem Rande eines Kontinents entstehen können; findet man sie nachher weiter im Innern, so müssen jüngere

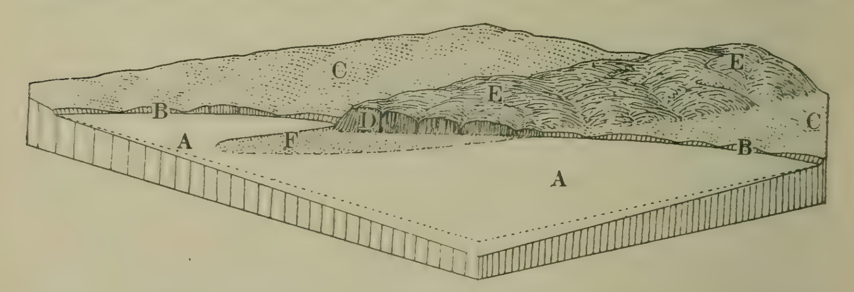


Fig. 208. Ungleiche Neigung einer Abrasionsebene auf weichen (*A*) und harten (*F*) Gesteinen.

marine Ablagerungen den Raum zwischen ihnen und der neuen Küstenlinie einnehmen. Eine Abrasionsebene muß so weit vollendet ausgebildet sein, als sie überhaupt reicht, wenn sie auch von einigen noch nicht aufgezehrten Inseln an ihrer Innengrenze unterbrochen sein kann. Diese innere Grenze muß durch spätreife oder alte Kliffe markiert sein, wofern man nicht überhaupt annehmen

will, daß hier bei einer breiten Abrasionsebene alle derartigen Erhebungen gleichzeitig durch die normale Erosion zu einem Tiefland abgetragen werden müssen. Wo lokal härtere Gesteinsmassen auftreten, werden sie die Entwicklung von besonderen Formen veranlassen, wie sie in Fig. 208 dargestellt sind. Wird nun diese abradierte Fläche gehoben, so wird sie eine Zeitlang ihre dünne Bedeckung mit Meeresablagerungen behalten, und die Flüsse, die von der neuen Oberfläche Besitz ergreifen, werden durch die leichten Unregelmäßigkeiten dieser Decke veranlaßt werden, konsequente Läufe einzuschlagen. Diese Flüsse können daher eine nur geringe Anpassung an die unterlagernden, weichen Schichten besitzen, sie werden vielmehr häufig das harte Gestein in epigenetischen Tälern durchqueren, und diese Anordnung der Flüsse und Täler wird bestehen bleiben, auch wenn später alle Spuren der überlagernden Meeresablagerungen vernichtet sind.

Eine Abtragungsebene oder Peneplain kann in Gebieten von beliebiger Gesteinszusammensetzung zur Ausbildung kommen, wie weit im Innern diese auch gelegen sein mögen, nur je weiter nach innen, um so höher muß sie liegen. Zahlreiche lokale Peneplains können in isolierten Gebieten mit wenig widerstandsfähigen Schichten entstehen, die voneinander durch höhere Teile aus härteren Gesteinen getrennt sind, und doch stehen alle in systematischer Beziehung zu der allgemeinen Erosionsbasis des Meeres, in das sich die Flüsse der Region ergießen. Wenn das ganze Gebiet niedrig abgetragen ist, erhalten auch die harten Gesteinsmassen ein geringes Relief, die Flüsse werden dann eine ungemein feine Anpassung an die weichen Strukturen erlangt haben, und die Oberfläche wird gewöhnlich mit einer tiefen Decke eluvialen Bodens bedeckt sein. In einem etwas weniger fortgeschrittenen Stadium können noch Resthügel mit sanfter Böschung sich dort erhalten, wo die Gesteine ganz besonders widerstandsfähig sind, sie können sogar an den Wasserscheiden zwischen den Hauptstromsystemen in größeren Schwärmen stehen. Wenn jene sich entwickeln, muß ihre Grenze zunächst mit der der harten Gesteine zusammenfallen (Fig. 209, oben); in einem späteren Stadium werden jedoch die Hügel ein geringeres Gebiet einnehmen als diese Gesteinsmassen, die ihr Überleben bedingten, aber in keinem Falle werden sie von scharf eingeschnittenen Kliffen umrandet sein können (Fig. 209, unten). Wird nun eine derartige Ebene gehoben, so werden die jungen Täler des neuen Erosions-

zyklus die enge Anpassung an die weichen Strukturen, die in dem früheren Zyklus sich herausbildete, beibehalten.

Es ist nun selbstverständlich möglich, daß eine Fastebene ein wenig gesenkt und unter den Meeresspiegel getaucht werden kann, und daß während dieser Versenkung ihre Bodendecke weggeschwemmt und durch marine Ablagerungen ersetzt wird. Erheben sich Monadnocks aus der Ebene, so werden sie eine Zeitlang als Inseln erhalten bleiben und daher an ihrem Rande Kliffe zeigen (Fig. 209, mittlere Blöcke). Andererseits ist es ebensogut möglich, daß die Ebene infolge einer leichten Verbiegung vor dem Eintritt der Senkung mit kontinentalem Schutt überschüttet wird, der von Flüssen oder Seen herrührt, und daß dann bei einem späteren Untertauchen marine Schichten sich über die kontinentalen lagern. Wenn dann die ganze Landmasse gehoben und in einem neuen Erosionszyklus zerschnitten wird, so wird sie ein System epigenetischer Flüsse erhalten, wenn auch die Einebnung vorher durch normale und nicht durch marine Vorgänge zustande gekommen war. Dies alles wollen wir im Auge behalten und uns nunmehr der Betrachtung einiger tatsächlicher Fälle zuwenden, von Gebieten mit glatt abgeschnittener Gebirgsstruktur, die jetzt über dem Meeresniveau liegen und in dem gegenwärtigen, normalen Erosionszyklus mehr oder weniger stark zerschnitten sind.

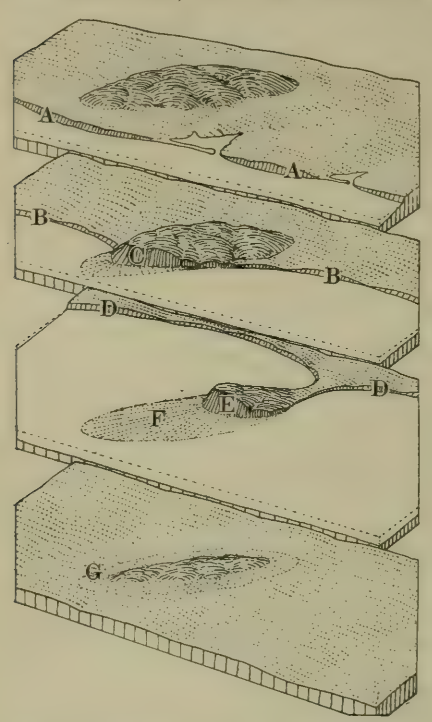


Fig. 209. Verschwinden eines Monadnocks durch normale Abtragung und durch marine Abrasion.

Beispiele von Gebirgsrümpfen. Das Hochland von Süd-Wales, das Ramsay als eine gehobene und zerschnittene Abrasionsebene beschrieben hat, ist in späterer Zeit von Geographen nicht genauer untersucht worden; aber es mag bemerkt werden, daß man auch in Großbritannien, wo eine gewisse Voreingenommenheit zugunsten

der marinen Einebnung lange Zeit hindurch sehr ausgesprochen war, heute schon einen ziemlich allgemeinen Umschwung der Meinungen zu konstatieren vermag.

Das eben abgeschnittene Hochland des Rheinischen Schiefergebirges ist von verschiedenen Seiten als ein Beispiel einer marinen Abrasionsfläche angesprochen worden, aber diese Erklärung ihrer heutigen Form ist jetzt schon weit weniger verbreitet als früher. Es ist richtig, daß das ganze Gebiet von marinen Schichten bedeckt gewesen ist, seit seine ehemaligen Gebirgsformen ein geringes Relief erhalten haben; man hat jedoch gute Gründe zu der Annahme, daß, welches auch die Entstehungsweise jener Oberfläche war, auf der sich die marinen Schichten niederschlugen, die Oberfläche des heutigen Hochlands in der Eifel und im Hunsrück in einem niedrigen Niveau liegt und aus einer späteren Erosionsperiode stammt.

Die heutige Hochlandsoberfläche zeigt Spuren nichtmariner Schotter; sie ist aber nicht vollständig eben und von einigen Rücken wie dem Soonwald und dem Idarwald, überragt, die jedoch nicht von marinen Kliffen umgeben sind; und diese verschiedenen Tatsachen gelten jetzt zahlreichen Beobachtern für die Auffassung ausreichend, daß das Schiefergebirge eine gehobene und zerschnittene, normale Fastebene darstellt. Die Ardennen, die westliche Fortsetzung des Gebietes, zeigen eine ganz auffallend ebene Himmelsgrenze, wo sie von der tiefen Schlucht der Maas durchbrochen sind (Fig. 79), und einige Teile von ihnen sind von Tälern mit ziemlich deutlich ausgeprägter, rechtwinkliger Anordnung zerschnitten, die damit eine weit bessere Anpassung an die Strukturen beweisen, als sie in dem gegenwärtigen Zyklus erreicht werden konnte; an einigen Stellen fehlt allerdings diese Anordnung der Entwässerungslinien, obwohl sich die longitudinale Struktur weiter fortsetzt. Was mich betrifft, so fasse ich dieses Gebirge als eine aufgewölbte normale Peneplain auf. In Mittel-Böhmen liegen kontinentale Ablagerungen, auf die marine gefolgt sind, auf der glatt abgeschnittenen Oberfläche der älteren Gesteine, so daß hier die ältere Erklärung des Vorliegens einer Abrasionsfläche jetzt durch die Annahme einer normalen Peneplain ersetzt worden ist.[36]

In der Bretagne weisen zahlreiche Gegenden eine auffällig ebene Oberfläche auf, die in nur mäßiger Höhe über dem Meeresspiegel gelegen ist. Dort, wo die härtesten Gesteine an-

stehen, heben sich über dem Hochland einige Restrücken heraus, die von offenen Tälern des früheren Zyklus unterbrochen sind; breite Tiefländer treten auf, wo die weichsten vorhanden sind. An einigen Stellen, an denen ich selbst den Übergang des ebenen Hochlands zu den Restrücken beobachten konnte, zeigte sich, daß dieser allmählicher und auch unregelmäßiger ist, als es der Fall sein könnte, wenn das Hochland eine gehobene Abrasionsfläche vorstellte. Trotz seiner Meeresnähe darf man es daher nicht ohne weiteres als ein Zeugnis mariner Vorgänge auffassen.

Ebenso ist auch das Hochland von Devonshire und Cornwall von den meisten Beobachtern für eine marine Einebnungsfläche erklärt worden. Es ist z. B. erst vor kurzem darauf hingewiesen worden[18], daß einige der granitischen Monadnocks hier von geringerer Ausdehnung sind als die Granitgebiete, aus denen sie sich erheben, und daraus hat man einen marinen Ursprung des ganzen Hochlands abgeleitet. Dabei ist jedoch übersehen, daß diese Monadnocks, deren Böschung meistens ungemein sanft ist, unter der ununterbrochenen Einwirkung der normalen Erosion zurückgewichen sein können; und was die marine Fossilien enthaltenden Schotter und die gelegentlich versteilte Böschung des Abhangs gewisser Monadnocks betrifft, so können sie ebensogut auf einer gesenkten Abtragungsfläche als auf einer gehobenen Abrasionsebene entstehen. Es läßt sich daher in diesem Falle wie in so vielen anderen nur schwer eine Entscheidung treffen; doch scheint das Fehlen von Kliffen abnehmender Höhe ein genügender Grund für die Beschreibung dieses Gebiets als einer im wesentlichen normal entstandenen und später gehobenen, jung oder reif zerschnittenen Fastebene zu sein, deren Oberfläche durch kleine und große Monadnocks unterbrochen ist.

Das zerschnittene Tiefland von mittlerer Breite, das der Westküste von Norwegen vorgelagert ist und bereits oben beschrieben wurde, wird von manchen für ein besonders schönes Beispiel mariner Abrasion gehalten, obwohl seine innere Grenze unregelmäßig und auch in hohem Maße durch die glaziale Erosion beeinflußt ist; betrachtete es doch Richter als das größte und am besten bezeugte Beispiel einer Abrasionsfläche, das wir bisher kennen, aber die späteren Beobachtungen von Nußbaum lassen diese Erklärung zum mindesten zweifelhaft erscheinen.[14]

In den Vereinigten Staaten hat sich die Theorie der weit-

reichenden Abrasion niemals großer Beliebtheit erfreut, und heutzutage wird sogar das Vorkommen von Abrasionsflächen in ungebührlicher Weise gänzlich übersehen. Aber soweit es sich um gehobene und zerschnittene Erosionsebenen handelt, so ist keinem der zahlreichen Fälle, die sich anführen ließen, von den Forschern, die sie beschrieben haben, ein mariner Ursprung zugeschrieben worden.

Seit man überhaupt über die Entstehung ebener Gebirgsrümpfe diskutiert, war die Aufmerksamkeit der Beobachter weit mehr auf die Bestimmung der Vorgänge gerichtet, die sie in der geologischen Vergangenheit geschaffen haben, als auf die Form, die sie in der geographischen Gegenwart unter der Einwirkung dieser Vorgänge angenommen haben. Aber bei dem Fortschritt der kritischen Beobachtung und der Ausarbeitung besserer Grundlagen, die die eine oder die andere Theorie erhalten hat, sollte man sich wieder mehr der Frage nach der Form widmen, die man eine Zeitlang außer acht gelassen hat, und dann wird gerade wie bei der glazialen Erosion der geologische Ursprung der Form ein sehr wertvolles Hilfsmittel für ihre geographische Beschreibung bilden.

Unterbrechungen des marinen Zyklus. Wir hatten bisher erst die Wirkungen einer Hebung in Betracht gezogen, die am Schlusse eines vorgeschrittenen marinen Zyklus einsetzt, und müssen daher jetzt noch jene Unterbrechungen ins Auge fassen, die in früheren Stadien des Zyklus auftreten. Die Wirkungen einer solchen Unterbrechung werden verschieden sein, je nach der Art der Küste, an der sie stattfindet, dem Stadium, das erlangt war, als sie eintrat, und der Natur der Unterbrechung selbst. Man kann sich hier natürlich leicht alle möglichen Arten von Kombinationen ausdenken und die dazugehörigen Folgeformen für den neuen Zyklus ableiten, wir wollen uns aber nur auf einige Fälle von besonderer Bedeutung beschränken.

Man stelle sich eine reif zerschnittene Gebirgsmasse von mäßigem Relief vor, die leicht gesenkt worden ist, so daß eine Küstenlinie der zweiten Klasse erzeugt wurde, und die dann ein vollreifes Stadium der Küstenlinie erreicht hat. Nun wollen wir dieses Gebiet sich gleichmäßig um etwa 20 m senken lassen. Dann wird eine neue Küstenlinie derselben Klasse zustande kommen, deren allmähliche Herausbildung in vieler Beziehung ganz der des früheren Zyklus gleichen wird; da jedoch die neue Küste

auf der teilweise untergetauchten Front der reifen Kliffe liegt, so werden auch einige neue Formen erscheinen. Zunächst wird die Urküstenlinie des neuen Zyklus größtenteils von einfacher Krümmung und ohne bedeutendere Hervorragungen sein, da sie den reifen Kliffen des alten Zyklus folgt, jedoch mit zahlreichen sich verzweigenden Buchten, die in die ertrunkenen Täler eindringen. Andererseits wird der steile Abfall der glatt abgeschnittenen Kliffe unter dem Meeresspiegel bewirken, daß die Wellen zum größten Teile direkt wieder in das Meer reflektiert werden, und diese können daher nur eine geringe Energie auf die Erosion der Klifffront verwenden. Dazu kommt noch, daß die Blöcke, die durch die Verwitterung von den Kliffen losgelöst werden, sogleich in tiefes Wasser geraten und nicht an der Küste liegen bleiben, wo sie den Wellen als Projektile für die weitere Ausgestaltung des Kliffs dienen könnten. Allerdings werden die emporspritzenden Wogen bei Sturm an dem Kliff einige Meter in die Höhe steigen und dadurch dessen Vernichtung befördern, aber nur wenn die untermeerische Schutthalde bis zum Meeresspiegel erhöht ist, können die Wellen die Felsplattform wirklich zurückschneiden. Ist es schließlich so weit gekommen, so wird dieser Vorgang doch langsamer vonstatten gehen als das erste Zurückweichen der Kliffe im früheren Zyklus, da der nicht versenkte Teil der Kliffe noch hoch und steil genug ist, um viel Schutt liefern zu können, dessen Fortschaffung die Wellen stark in Anspruch nehmen muß. Endlich wird der relativ einfache Verlauf der äußeren Klifflinie in unserem Falle eine verhältnismäßig frühe Ausbildung eines zusammenhängenden Strandes an der Kliffbasis gestatten, wenn ein wirksames Einschneiden des Meeres einmal begonnen hat.

Nun wollen wir uns dieselbe reife Gebirgsküste um 20 m gehoben denken. Dann wird eine neue Küstenlinie, und zwar eine der zweiten Klasse zustande kommen, denn das sich zurückziehende Meer wird jetzt sein Ufer auf die Meeresablagerungen des früheren Zyklus verlegen, und diese werden eine Küstenebene bilden, die sowohl die sanfte Felsplattform als auch die unebene Oberfläche des vorher untergetauchten Gebirgslandes überdecken. Die ehemalige reife Küste wird als eine Klifflinie weiter fortbestehen, welche in einer gewissen Entfernung von der neuen Küste weiter im Innern liegen wird. Vier neue Modifikationen werden das Ergebnis der Hebung des Gebietes sein. Erstens

wird die Küstenebene Veränderungen unter der Einwirkung der normalen Erosionsvorgänge durchlaufen, zweitens wird die neue Küstenlinie der marinen Erosion unterworfen werden, drittens werden die Flüsse des Hinterlandes neu belebt werden und daher ihre Täler mit Rücksicht auf die neue Erosionsbasis vertiefen, und viertens wird schließlich das frühere Kliff, das jetzt vom Meere verlassen ist, der normalen Erosion anheimfallen und allmählich zum Verschwinden gebracht werden. Bei einer sorgfältigen Beschreibung eines derartigen Gebietes müssen alle diese Veränderungen erkannt und angeführt werden.

Diese eben genannten Gesichtspunkte könnte man auf die um 8 m gehobene Küste in den Fjorden Westschottlands mit ihren unreifen Kliffen anwenden. Die schmale Küstenebene (Fig. 91) ist noch zum größten Teile jung und unzerschnitten; die neue Küstenlinie, welche in das lockere Strandgeschiebe des früheren Meeresbodens eingeschnitten ist, ist dagegen bereits reif entwickelt; die Flüsse stürzen aus Hängetälern an den leicht zerschnittenen Seiten der Fjorde herab, wenn sie von den harten Gesteinen des Hinterlandes auf die Schotter der Ebene gelangen, und sind in ihrem Oberlauf durchaus noch nicht mit Rücksicht auf die neue Erosionsbasis ausgeglichen; das junge Kliff des vorigen Zyklus endlich hat unter dem Einfluß der Verwitterung erst so geringe Veränderungen erlitten, daß seine steil abfallende Front, seine Brandungskehlen und die vor ihm stehenden Klippen noch deutlich zu erkennen sind.

Verlassene Küstenlinien. Es wäre eine große Hilfe für das Verständnis der durch Hebung verlassenen Küstenlinien, wenn sie immer unter ausführlicher Betrachtung von vier wesentlichen Elementen systematisch beschrieben wären: erstens, der Klasse, zu der die gehobene Küstenlinie gehörte, und wenn möglich, eine kurze Angabe über ihre Urumrißlinie; zweitens, das erreichte Stadium, als die Unterbrechung des Zyklus eintrat; drittens, Art und Umfang der Unterbrechung; viertens, die seit der Hebung durch die normalen Vorgänge hervorgerufenen Veränderungen. Nur der dritte Punkt wird gewöhnlich erwähnt, die anderen dagegen werden meistens vernachlässigt. Die hier empfohlene Beschreibungsmethode ist, wie man sieht, im wesentlichen dieselbe, die bereits für alle anderen Beispiele Verwendung fand, bei denen die vorschreitende Entwicklung in einem Erosionszyklus durch eine Bewegung irgendwelcher Art,

durch eine Hebung (S. 162) oder eine Verwerfung (S. 163), unterbrochen wurde. Auch wird es in die Augen fallen, daß, hier wie stets, die Hineinziehung vergangener Ereignisse in die Beschreibung gegenwärtiger Formen nicht um des Studiums der Vergangenheit willen geschieht, sondern ausschließlich zu dem Zwecke, um eine verständnisvollere und verständlichere Beschreibung der Gegenwart zu geben.

Eine vor kurzem gehobene Küstenlinie in Alaska. Das merkwürdigste Beispiel einer kürzlich gehobenen Küstenlinie, das zu meiner Kenntnis gelangt ist, zeigt ein Fjord in der Nähe des Malaspina-Gletschers in Alaska, den Tarr und Martin beschrieben haben. Die junge Küstenlinie mit niedrigen, zerrissenen Kliffen und schmalem, unterbrochenem Strand war nur wenig von der einfachen Urform zurückgeschritten, wie sie durch starke und reife glaziale Erosion bestimmt worden war, als sie bei dem Erdbeben des Jahres 1899 plötzlich ein wenig ungleichmäßig bis zu ungefähr 12 m Höhe auf einer Strecke von einigen Kilometern Länge gehoben wurde.[37] Als Tarr und Martin die Gegend 1905 besuchten, lagen noch Meeresmuscheln auf dem gehobenen Küstenstreifen, an der steilen Fjordwand standen Wälder; aber die Böschung zwischen der früheren und der gegenwärtigen Küstenlinie war nur von kleinen Pflanzen etwa vierjähriger Wachstumsdauer bedeckt; die neue Küstenlinie befand sich noch in ihrem Urstadium, mit Ausnahme der Stellen, wo nur Kies ihre Vorderseite bildete.

Das zerschnittene Var-Delta in Südost-Frankreich. Der ungestüme Var, der, aus den Alpes Maritimes kommend, westlich von Nizza sich in das Mittelländische Meer ergießt, durchschneidet jetzt das Delta, das er einst aufgebaut hatte, als das Land dort einige hundert Meter niedriger stand.[38] Der Radius des Deltas beträgt ungefähr 10 km, die Höhe seines Scheitels ca. 350 m, die seines Randes 170 m. Der Var selbst hat in dem Delta ein breites, spätreifes Tal ausgearbeitet und ein durch die Meereswellen abgerundetes, viel kleineres neues Delta weiter vorne gebildet. An jeder Seite des Haupttales ist das gehobene Delta durch eine Anzahl kleinerer Flüsse reif zerschnitten, deren Läufe strahlenförmig vom Deltascheitel hinabziehen, als seien sie auf der Fächerböschung der ursprünglichen Deltaoberfläche konsequent. Die schräge Schichtung der Deltaschotter ist jetzt wunderschön an gewissen Punkten bloßgelegt. Trotz

der großen Ausdehnung des Deltas und der Unverkennbarkeit seiner Überreste lassen sich die entsprechenden Küstenlinien an den benachbarten Berghängen nicht leicht auffinden, und dies mag darin seinen Grund haben, daß das Niveau des Landes während der Deltabildung häufig wechselte.

Beispiele aus Amerika. Eine sehr schöne Folge von reifen, recht gut erhaltenen Strandlinien findet man auf San Clemente, einer der Süd-Kalifornien vorgelagerten Inseln; sie treten in verschiedenen Höhenlagen auf und weisen dadurch auf sukzessive Hebungen von jugendlichem Datum hin, die durch Pausen unterbrochen wurden. Ähnliche Verhältnisse trifft man an der Festlandküste, während die benachbarte Insel Santa Catalina eine gebuchtete Küste besitzt, aber keine Anzeichen für eine Einwirkung des Meeres in höherem Niveau erkennen läßt, so daß also hier, wie Lawson[39] gezeigt hat, eine Senkung Platz gegriffen hat, während San Clemente und das Festland eine Hebung erfuhren. Gehobene Strandlinien werden auch aus dem östlichen Cuba als sehr charakteristische Züge der Landschaft beschrieben, nur sind ihr Entwicklungsstadium und die seit der Hebung eingetretenen Veränderungen hier noch nicht genauer untersucht worden.[40]

Einige in gerader Linie verlaufende Stufen unterbrechen den Zusammenhang der sich nach Osten abdachenden Ebenen von Patagonien, wie es schon vor langer Zeit von Darwin[41] und erst kürzlich wieder von Hatcher[42] konstatiert wurde; sie werden als Küstenlinien aufgefaßt, die aller Wahrscheinlichkeit nach zu der ersten Klasse gehörten, und die ein reifes Entwicklungsstadium erlangt hatten, bevor das Meer von ihnen zurücktrat. Seitdem haben die Flüsse reife Täler eingeschnitten und die Kliffe bereits viel von ihrer Frische verloren.

Küstenlinien ehemaliger Seen. Während der späteren Phase der Eiszeit bildeten sich viele glaziale Randseen in dem Gebiet der heutigen Großen Seen. Die Täler, die ihre Auslässe erodierten, sind oft recht auffallend in den sonst im allgemeinen flachen Präriestaaten. Die Küstenlinien an ihren Ufern sind von nicht geringerer Bedeutung, da viele von ihnen in Gegenden von schwachem Relief vorkommen. Sie zeigen manchmal die junge Form von der Küste vorgelagerten Riffen, wie an der schon erwähnten lakustren Küstenebene in Nord-Ohio, oder die Gestalt gestreckter, reif zurückgeschnittener, niedriger Stufen, wie z. B.

an verschiedenen Punkten in Ost-Wisconsin[43], oder sie schließen auch, wie an den Ufern des großen, glazialen „Lake Agassiz" in Minnesota und Nord-Dakota[44], Deltas ein. Gelegentlich sind sie ganz unregelmäßig, wie im Drumlingebiet von West-Central-New-York. An dieser Küstenlinie arbeiteten die Seewellen mit derartiger Kraft, daß sie die hervorragenden Drumlins vollständig abtrugen und dadurch die Küstenlinie auf die dahinter liegenden Drumlins zurückdrängten. Als der Spiegel des Sees sich senkte und die Küstenlinie verließ, bestand diese abwechselnd aus Drumlinkliffen und verbindenden Sandriffen, sie war also noch unreif. Diese Züge sind mit nur geringen Veränderungen sehr klar erhalten, viele Kliffe sind immer noch steil und zuweilen nur spärlich mit Pflanzen bekleidet. Eine sehr ähnliche Küstenlinie, nur von frischerer Form und etwas reiferer Entwicklung, zieht an dem Südufer des heutigen Ontariosees entlang. Alle diese glazialen Uferlinien sind jetzt leicht gegen Südwesten geneigt, da sich das Land nach Nordosten gehoben hat.[27]

Die quartären Seen von Utah und Nevada, die in diesem jetzt trockenen Gebiet zur Eiszeit wahrscheinlich einen größeren Niederschlag empfingen, besaßen gut ausgebildete Küstenlinien an den Berghängen, an denen ihr Wasser aufstieg; jetzt, wo jene verschwunden sind, sind die Strandlinien in einer für das Studium ausgezeichnet geeigneten Form erhalten und von Gilbert[45] und Russell[46] in ganz vorzüglicher Weise beschrieben worden. Die höchsten Küstenlinien gehören zur zweiten Klasse von Küsten, weil hier das Wasser auf das Land trat, die tieferen, späteren dagegen sind mindestens teilweise der ersten Küstenklasse zuzurechnen, da sich hier das Wasser vom Lande zurückzog. In vielen Gegenden gelangten die Küsten bis zu einer halbreifen oder reifen Entwicklung, worauf das Vorkommen gut umgrenzter, glatt abgeschnittener Kliffe und lang gestreckter Gestade an den Berghängen hinweist. Seit dem Verschwinden der Seen sind die unter dem Einfluß der normalen Erosion hervorgerufenen Veränderungen sehr gering; die auffälligsten sind durch Flüsse verursacht, welche jetzt die Deltas durchschneiden, die sie früher aufgeschüttet hatten.

Die Küstenlinien verwickelter Küstenebenen. Es wurde bereits oben hervorgehoben, daß, wenn ein mariner Zyklus durch eine Hebung unterbrochen wird, eine junge Küstenebene

zwischen der alten und der neuen Küstenlinie liegen kann: wir kehren daher noch einmal zu einer Betrachtung der Küstenebenen zurück, die als die einfachste Gruppe der Landformen im vierten Kapitel ausführlich behandelt wurden. Wir werden jetzt eine viel bessere Vorstellung von ihnen gewinnen können als vorher, da uns die Elemente aller der zahlreichen Probleme, die hier vorliegen, inzwischen weit vertrauter geworden sind, und wir können daher nun auch verwickeltere Beispiele von Küstenebenen ins Auge fassen.

Wir brauchen nicht mehr anzunehmen, daß die Schichten auf dem Meeresboden während eines völligen Stillstands der benachbarten Landmasse abgelagert wurden; wir können ebensogut voraussetzen, daß sie sich bei einer allmählichen Hebung, einer Senkung oder einer Oszillation der Küstenregion bildeten, oder auch während einer leichten Neigung an einer ungefähr zur Küste parallelen Achse, welche die Landmasse immer höher und höher hob, während sie abgetragen wurde und den ursprünglichen Meeresboden stets tiefer sinken ließ. Unter den eben genannten Verhältnissen können Küstenebenenablagerungen von großer Mächtigkeit zustande kommen, während sie bei einer ruhenden Landmasse nur so weit anwachsen können, als es die Urtiefe des Küstenwassers gestattet, und nahe an der Küste, wo die Schichten auf der abradierten Plattform liegen, können sie überhaupt nur ganz dünn sein.

Wir brauchen aber auch nicht mehr die einfachen Werte für die Elemente einer Küstenebene anzunehmen, wie wir es früher tun mußten. Wir können uns jetzt Fälle ausdenken, bei denen der Meeresboden, auf dem sich die Ablagerungen ausbreiten, uneben ist, da er ja durch das Untertauchen eines reif zerschnittenen Landes entstand, so daß die Küstenlinie, die nach der Hebung zum inneren Rand der Küstenebene wird, sehr unregelmäßig ist. Wir können die Voraussetzung machen, daß die Schichten der Küstenebene nicht so mächtig sind, daß sie die Unebenheiten des Meeresbodens verdecken, so daß, wenn eine Hebung einsetzt, jene sich nicht einfach zum Meere senkt, sondern eine unregelmäßig geneigte Oberfläche erhält, wodurch dann auch ihre konsequenten Flüsse einen unregelmäßigen Lauf bekommen und die neue Küstenlinie außerordentlich stark geschlängelt wird. Die spätere Entwicklung einer solchen Küste wird nicht durch jene einfache Folge von Formen charakteri-

siert sein, wie sie in Fig. 92 dargestellt war, sondern nach der Art von Senkungsküsten ganz verschiedenartige Formen in den einzelnen Teilen zeigen. Es ist klar, daß alle möglichen Veränderungen an den Werten, die wir diesen Elementen gegeben haben, vorgenommen werden und auf diese Weise die mannigfaltigsten Küstenebenen entstehen können. Es wäre eine recht gute Übung für junge Geographen, eine größere Reihe solcher Formen sich auszudenken, denn sie würden dadurch in den Stand gesetzt, die speziellen Fälle der Küstenebenen, die sie vielleicht später auf ihren Reisen zu Gesicht bekommen, besser zu beurteilen.

Die Küstenebene von Maine. Das beste Beispiel einer besonders unregelmäßigen Küstenebene, das ich kennen gelernt habe, liegt an der Küste des Staates Maine.[47] Sie läßt sich etwa in folgender Weise darstellen. Man stelle sich ein Gebiet von stark gestörten, kristallinen Schiefern, die von Nordost nach Südwest streichen, vor, das durch normale Abtragung ein niedriges Relief erhalten hat; dann soll diese Landmasse leicht gehoben und bis zu einem spätreifen Stadium mit grober Gliederung und unterjochten Formen normal zerschnitten sein. Das Gebiet wird dann breit geöffnete, longitudinale Täler aufweisen, die an den weicheren Gesteinsstreifen ausgebildet und durch Quertäler miteinander verbunden sind; die Täler werden dann durch breit-domförmige Rücken und Hügel von mäßigem Relief (130—200 m) geschieden sein. In diesem Zustand wird nun das Land einer Vergletscherung unterworfen; seine Oberfläche wird überall von der präglazialen Bodendecke befreit, das feste Gestein tritt zutage, auf dem dann Geschiebemergel und Schotter unregelmäßig abgelagert werden. Was den Betrag der glazialen Erosion im anstehenden Fels betrifft, so ist ja bisher eine sichere Schätzung noch nicht möglich, aber es scheint doch, daß er nicht so groß sein kann, daß die allgemeine präglaziale Oberflächenform durch sie sehr wesentlich verändert werden könnte.

Während des Vorhandenseins der Eiskappe wurde nun das Gebiet um 120 m oder mehr gesenkt, so daß die Täler und die niedrigen Rücken des Küstengebiets unter den Meeresspiegel gerieten und nur die höheren Rücken über diesen herausragten. Als das Eis sich zurückzog, wurden tonige Bildungen mit marinen Fossilien von 20—40 m Mächtigkeit oder mehr in

den früheren Talböden abgelagert, wo das Wasser am tiefsten und ruhigsten war. Diese Tonschichten stiegen an den Seiten der Rücken hinauf, wo dann noch Sande und Schotter beigemengt wurden, aber sie gelangten, wahrscheinlich wegen der starken Gezeitenströmungen, nicht bis auf die leicht untergetauchten Rücken. Als die Ablagerung durch eine postglaziale Erhebung unterbrochen wurde, war der Meeresboden durch die aufgehäuften Sedimente nicht geglättet, sondern zahlreiche gerundete Rücken erhoben sich über den mit Tonen angefüllten Tälern. Wo die Eisdecke während der Senkung noch in das Meer hineinreichte, verhinderte sie die Abrasion des damaligen Ufers, aber als sie sich zurückzog, konnten die Wellen wieder das Land erreichen und hier ihre Spuren hinterlassen. Einige junge Gesteinsleisten, die durch Wellen eingeschnitten sind, hat man aufgefunden; Stufen, Haken und Nehrungen sieht man gelegentlich, wo das Gestade aus glazialem Geschiebe bestand. Diese Küstenformen liegen jetzt 80 oder 100 m über dem heutigen Spiegel des Meeres und 15—30 km von der gegenwärtigen Küstenlinie entfernt, sie weisen also auf eine postglaziale Hebung des Gebietes um diesen Betrag hin. Sie ist allerdings nicht so beträchtlich gewesen wie die glaziale Senkung, da ein Teil der präglazialen Täler, die vielleicht durch die glaziale Erosion etwas vertieft worden sind, noch unter dem Meere liegen.

Welches war nun die allgemeine Form des Gebietes, als es aus dem Meere emportauchte? Die Gipfel der Rücken und Hügel besaßen noch die vorherrschende Nordost-Südwest-Richtung, *A,A,A* (Fig. 210), aber seit ihrer Übereisung muß ihre Oberfläche weit mehr nacktes Gestein aufweisen als zu präglazialer Zeit, als sie auf normalem Wege unterjocht wurden. Die Täler würden noch sämtlich zu einem guten Teil mit den tonigen Sedimenten von konkaver Oberfläche angefüllt sein, *B,B,B*, da die Tone ja an den Flanken der Gesteinsrücken ansteigen und gegen die tieferen Depressionen hin sich senken; in den breiteren Tälern könnte deren Oberfläche jedoch so eben sein, daß sie den Namen einer Ebene noch verdiente. Der Kürze halber wollen wir auf die glazialen Geschiebemergel und die Schotter, die oft unter den marinen Tonen liegen, nicht weiter eingehen. Der innere Rand der Tone würde außerordentlich unregelmäßig sein, da sie in einem Meere zur Ablagerung gelangten, das eine sehr unregelmäßige Küste besaß; die Grenze zwischen

Gestein und Ton würde oftmals um isolierte Hügel und Rücken herumführen, von denen jeder ein kleines Altland für die einer jungen Küstenebene zu vergleichenden Tone bilden würde. Dasselbe müßte zur Zeit der Hebung an dem äußeren Rande oder der neuen Küste der Fall sein; nur dort, wo sie aus Tonen besteht, muß sie rasch unter der Einwirkung des Meeres zurückweichen, wie wir noch später sehen werden.

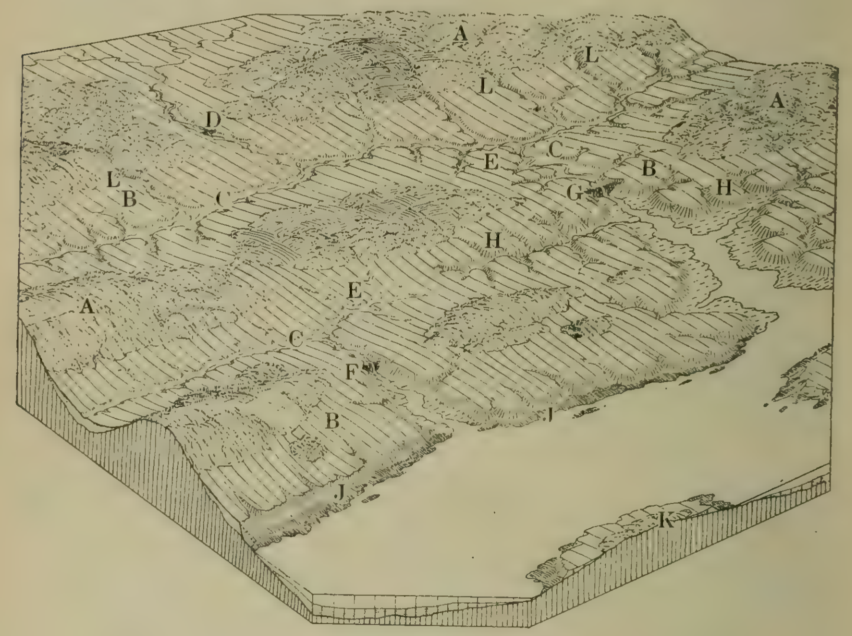


Fig. 210. Die Küstenebene von Maine.

Als sich das Gebiet hob, mußte ein System von ausgesprochen konsequenten Flüssen von ihm Besitz ergreifen. Viele von diesen müßten bestimmt-konsequente, *C*, *C*, sein, da sie den Achsen der mit Ton ausgefüllten Senken folgen, oder von einem Tale in ein anderes durch den niedrigsten Paß, *D*, zwischen ihnen hindurchziehen. Manche kleineren Flüsse waren unbestimmt-konsequent, indem sie von dem Abhang der Felsrücken durch die Tone nach den bestimmt-konsequenten hin gerichtet sind. Flache Seen oder Marschen können dort vorkommen, wo die Tonebene eine leicht wannenförmige Oberfläche besitzt. Während und nach der Hebung mußten die Flüsse konsequente Täler in die Tonebene einschneiden, und die Seen bald zum Verschwinden gebracht werden. Die größeren Ströme glichen ihre Täler rasch

aus und begannen mit der Entwicklung von Auen; die Talgehänge in den weichen Tonen erfuhren bald eine sanfte Zurundung. Die Ebene selbst braucht zu derselben Zeit nicht weiter als bis zu einem jugendlichen Stadium der Entwicklung vorgeschritten zu sein, da große Stücke ihrer Oberfläche sich zwischen den Tälern erhalten können, die auch von den vielen insequenten Nebenrinnen nicht erreicht werden, deren Ausbildung durch die Undurchlässigkeit der Tonschichten stark begünstigt wird. Andererseits sind die kristallinen Gesteine im Vergleich zu den Tonen so widerstandsfähig, daß die postglaziale Erosion kaum irgendeinen Einfluß auf sie auszuüben vermocht haben mag, mit Ausnahme der Stellen, wo große Flußläufe an sie herantreten. Gleichzeitig wird die tonige Küste von dem Meere stark angegriffen und im allgemeinen so weit zurückweichen, bis die harten Gesteine der Unterlage erreicht sind; es wird also der größte Teil der Küste felsig sein und dem Umriß der vergletscherten Grundlage, *J*, *J*, folgen; das weitere Zurückweichen der Küste wird langsam vor sich gehen, ausgenommen an der Seite der äußersten Inseln, wo die Sturmwellen von dem offenen Atlantischen Ozean heranschlagen. Zahlreiche Felshügel, die ursprünglich durch die Tonebene mit dem äußeren Rande des Altlands verbunden waren, werden jetzt als Inseln aufragen, da die Tone zwischen ihnen durch Gezeitenströmungen, die die Flußtäler erweitern, fortgeschafft sind. Die Küstenlinie kann daher weit unregelmäßiger gestaltet sein als ursprünglich, aber diese Inseln werden häufig noch von einem Kranz von Tonen umgeben sein, der sich zwischen dem nackten Gestein ihrer Kämme, *K*, und dem wellenüberspülten Gestein ihrer Uferlinie erhält.

Mit voller Absicht wurde die Darstellung bisher so gehalten, daß nur diejenigen Formen angegeben wurden, die man unter den vorausgesetzten Verhältnissen erwarten konnte, und daß nichts darüber ausgesagt wurde, was man tatsächlich heute an der Küste von Maine sieht. So ist auch die Fig. 210 nur eine ideale Skizze; sie ist nicht auf Grund einer Karte entworfen, und die in ihr veranschaulichten Formen sind nicht als wirklich vorhandene, sondern nur als mögliche zu betrachten, als Formen, die entstehen könnten, wenn die verschiedenen Vorgänge der Ablagerung, Hebung und Erosion in der angegebenen Weise am Werke gewesen sind. Manche sehen allerdings darin eine

Gefahr, daß die vorherige Aufstellung solcher gedachten Formen den Beobachter veranlassen könnte, auch nur diese Formen in der Natur zu sehen; sie läßt sich aber leicht dadurch vermeiden, daß man verschiedene Reihen von Formen aufstellt und jede mit derselben Gründlichkeit behandelt. Dann wird der Beobachter im Felde danach streben, aus den zahlreichen Formenreihen gerade diejenige auszusuchen, die den vor ihm liegenden Tatsachen am besten entspricht. Indem er die gedachten Formen so abändert, daß sie den wirklichen so nahe als möglich kommen, wird er das vollkommenste ideale Gegenstück zu diesen erhalten, das er dann als die allgemeine Beschreibung des von ihm besuchten Gebietes vorlegen kann.

Es wäre bei unserem Beispiel sehr leicht gewesen, sich einen nicht vergletscherten Meeresboden von geringem Relief und einfacher Küstenlinie vorzustellen und eine Senkungsperiode, die lang genug war, um alle Unebenheiten des Meeresbodens durch mächtige Sedimentschichten zu verdecken, deren oberstes Glied eine gleichmäßige Abdachung zum Meere besitzt. Es hätte keine Schwierigkeiten gehabt, anzunehmen, daß eine schmale oder eine breite Zone des Meeresbodens durch eine Hebung an die Oberfläche gebracht wird, und daß ein einfaches, konsequentes Entwässerungssystem von der neuen Landoberfläche Besitz ergreift. Die verschiedensten Möglichkeiten ließen sich ausdenken, aber sie brauchen natürlich nicht sämtlich in einer gedruckten Abhandlung Raum zu finden, sondern man wird für die Darstellung diejenigen auswählen, die am besten zu dem zu behandelnden Gebiet passen. So sind denn auch die oben vorgeführten, abgeleiteten Formen bereits stark modifiziert gegenüber der einfachen Auffassung, die ich mir vor etwa 13 Jahren bildete, als ich mich zum ersten Male ganz zufällig mit einem kleinen Teile der Küstenebene von Maine beschäftigte.

Wenn wir nunmehr zu den tatsächlichen Verhältnissen zurückkehren, so brauche ich nur noch hinzuzufügen, daß sie sehr gut in der gedachten Beschreibung und in der Figur zusammengefaßt sind. Die Unregelmäßigkeiten der Küstenlinie sind wirklich so, wie sie im Vordergrunde der Figur 210 gezeichnet sind: sie steht also in systematischer Beziehung zu den Felshügeln und der zerschnittenen Tonebene, deren Rand sie bildet, und sie kann in der Tat nur aufgefaßt werden als das Ergebnis einer wenig fortgeschrittenen, marinen Erosion auf einer Landmasse

von eigenartiger Zusammensetzung. Es ist jedoch noch ein auffälliger Zug der Küste zu beschreiben, ein Zug, den wir in derselben Weise wie die anderen hätten ableiten können, wenn wir unsere Deduktionen etwas weiter fortgeführt hätten, nämlich das häufige Vorkommen von Wasserfällen am Ende der Gezeitenbuchten, wo die konsequenten Flüsse lokal auf Gesteinsleisten geraten sind, die zu der Zeit der Hebung unter den Tonen verborgen waren, und es ist vielleicht besser, auch diese Erscheinung deduktiv zu behandeln.

Man wird sich erinnern, daß bei der früheren Erörterung der Küstenebenen von einfachem Typus Wasserfälle oder Stromschnellen gerade dort gefunden wurden, wo die verlängerten Flüsse von den harten Gesteinen des Altlands auf die weicheren der Ebene übertreten, und daß daher die sog. Falllinie an der Innengrenze der Ebene gelegen ist. Derartige Fälle müßten in Maine dort anzutreffen sein, wo aus dem Hinterland ein Fluß herauskommt, und ebenso dort, wo die Felsrücken groß genug sind, um Flüsse entsenden zu können; da diese aber nur klein sind, werden die auf ihnen entspringenden Flüsse nur kurz und ihre Kaskaden wenig auffällig sein. Ein jeder derartige Fluß würde jetzt an dem Gehänge des Hügels abwärts fließen, wo er bisher noch kaum irgendeine Erosionswirkung ausgeübt haben mag, aber er würde sein unbestimmt-konsequentes Tal in den Tonen sehr rasch eintiefen, und zwischen diesen beiden Strecken seines Laufes müßte man einen, wenn auch kleinen Wasserfall erwarten, *L*, *L*, *L*. Verbände man alle diese Fälle durch eine Linie, so müßte diese einen geradeso unregelmäßigen Verlauf zeigen wie die Innengrenze der Ebene. In der Küstenebene von Maine würden sich nun aber die Fälle ebensowohl auch an anderen Stellen vorfinden müssen. Während die konsequenten Flüsse ihre Täler in die Tone einschneiden, müßten sie häufig auf begrabene Gesteinsleisten stoßen, *D*, *F*, *G*, oberhalb deren die weitere Vertiefung stark behindert wird, während weiter unterhalb in den Tonen das Tal rasch bis zu der Tiefe eingesenkt werden kann, die die nächstgelegene Erosionsbasis — nämlich ein anderer Gesteinsriegel oder das Meer — gestatten würde. Wasserfälle müßten sich also notwendigerweise an dem talabwärts blickenden Hange des Riegels ausbilden und eine unregelmäßige Verteilung haben; einige von ihnen könnten auch in die Enden der Gezeitenbuchten hinabstürzen, wie *F* und *G*.

Das bei der Zerschneidung der Tonebene sich entwickelnde Relief muß selbstverständlich von der Tiefe abhängig sein, bis zu der die Flüsse ihre Täler einzusägen vermögen. Diejenigen Flüsse, denen es glückt, das Meer zu erreichen, ohne einen Riegel anzutreffen, werden das stärkste Relief ausbilden, während ein Fluß, der schon sehr früh auf ein stark widerstandsfähiges Gestein in der Nähe seiner Mündung gerät, unfähig sein wird, die Ebene weiter oberhalb schneller zu zerschneiden, als er den Riegel abträgt; alle diese Teile der Ebene werden aus diesem Grunde nur ein geringes Relief, *E*,*E*, aufweisen können, obgleich ihre Höhe ungefähr dieselbe ist wie in den anderen Gebieten, wo das Relief weit stärker ist.

Für einen, der das hier vorgeführte Schema gedachter Formen leicht auffaßt, wird die Beobachtung und Beschreibung der Küstenebene von Maine, oder die Lektüre und das Verständnis einer solchen Beschreibung nun keine Schwierigkeiten mehr haben. Jede Tatsache, die man vorfindet, nimmt die ihnen zukommende Stelle in dem zwar komplizierten, aber doch wohlgeordneten Ganzen ein. Stellt man etwas fest, was man nicht erwartet hatte, wie z. B. das Vorkommen von Geschiebemergel auf den Rücken oder Schotterdämme in den Tälern, so ist es ein leichtes, ihnen durch eine geeignete Abänderung des Schemas den richtigen Platz zuzuweisen. Angaben der Länge, Breite und Höhe können leicht für jedes einzelne Element hinzugefügt werden, und schließlich wird man auch die Namen angeben. Es wird nun auch verständlich sein, daß es kein Zufall ist, daß die Hügel, von denen man die ursprünglichen Wälder entfernt hatte, jetzt von vernachlässigten Beständen kleinerer Bäume überzogen sind, da ihre Oberfläche mit Ausnahme der Stellen, wo sie von Geschiebemergel bedeckt ist, zu steinig und uneben und der Boden zu dünn ist, um zum Anbau Verwendung zu finden. Im Gegensatz dazu ist die Ebene überall entwaldet und angebaut, wenn auch gelegentlich die Talgehänge etwas Wald aufweisen. Die meisten Städtchen, die in der Ebene gelegen sind, treiben in der Hauptsache Ackerbau, andere sind an den Wasserfällen am Ende einer Bucht angelegt worden und daher zum großen Teil Industrieorte. In einem Falle besitzt ein Fluß nicht weniger als vier Wasserfälle in der Nähe seiner Mündung auf einer Strecke von nur etwa einem Kilometer, und an jedem Fall befindet sich eine Fabrik, die alle ursprünglich ganz von der

Wasserkraft abhängig waren, jedoch jetzt im Sommer Zufuhr von Kohle und Dampfkraft erfordern, wenn der Wasserzufluß gering ist. Der letzte Fall stürzt direkt ins Meer hinab, eine Eigentümlichkeit, die man, wie bereits hervorgehoben, eigentlich nicht erwarten sollte, die aber unter den besonderen, hier vorliegenden Verhältnissen sich leicht erklären läßt. Die kleinen Gezeitenästuare unterhalb der Fälle sind von Salzmarschen begrenzt, als ob ein Tal, das während einer etwas höheren Lage des Landes eingeschnitten wurde, infolge einer leichten rezenten Senkung ertrunken und zum Teil mit Marschablagerungen angefüllt wurde. Wir wollen jetzt dazu übergehen, einen Fall von ganz anderer Art zu betrachten.

Die Riviera di Levante. Die italienische Küste zwischen Genua und Spezia ist von besonderem Interesse, weil sie, nachdem die Apenninen dort in einem früheren Zyklus eine reife Entwicklung erlangt hatten, auf einer Achse ungefähr im rechten Winkel zur Küstenlinie sanft geneigt wurde, so daß ihr südöstlicher Teil ein wenig in das Tyrrhenische Meer getaucht wurde, während der nordwestliche aufstieg, und in dieser neuen Lage hat sie bis jetzt nur ein jugendliches oder frühreifes Stadium erreicht.[48] Die Hauptzüge des mittleren Teiles dieser malerischen Gegend, die ich sowohl während der Sommerreise im Jahre 1908 als auch in den darauffolgenden Weihnachtsferien besucht habe, wobei ich mich zweimal der Gesellschaft Prof. Roveretos aus Genua erfreute, sind in Fig. 211 vereinfacht und zusammengedrängt dargestellt. In folgender Weise können sie ausführlicher beschrieben werden.

Man denke sich eine mächtige Schichtenserie so gefaltet, daß sie eine junge Gebirgsmasse bildet, an die das Meer im Südwesten herantritt; man lasse die Berge auf normalem Wege spätreif oder greisenhaft abgetragen, dann mit einer starken Neigung nach der Küste zu (Block *A*) gehoben und durch normale Vorgänge reif zerschnitten oder selbst unterjocht sein; gleichzeitig werden sie durch das Meer reif zurückgeschnitten (Block *B*), so daß alle Küstensporne zu hohen geböschten Kliffen abgestumpft werden, die von einem gestreckten, sanft gekrümmten Gestade an der Landgrenze einer breiten, von den Wellen abradierten und mit Schutt bedeckten Plattform sich erheben. Man denke sich nun eine sehr sanfte Neigung auf einer rechtwinklig zur Küste stehenden Achse eingetreten, wodurch die

Täler im Südosten der Achse immer tiefer und tiefer in das Meer getaucht werden, während an der anderen Seite der Achse die abradierte Plattform mit ihrer dünnen Decke von Meeresablagerungen gehoben wird, so daß sie als eine Küstenebene (Block *C*) mit nach Nordwesten zunehmender Höhe und Breite erscheint. Jetzt wird ein frühreifes Stadium normaler Erosion und ein junges Stadium mariner Erosion (Block *D*) in dem neuen, durch die Neigung eingeführten Zyklus erreicht werden, so daß die versenkten Täler von Deltaebenen, *L*, eingenommen werden, die glatte

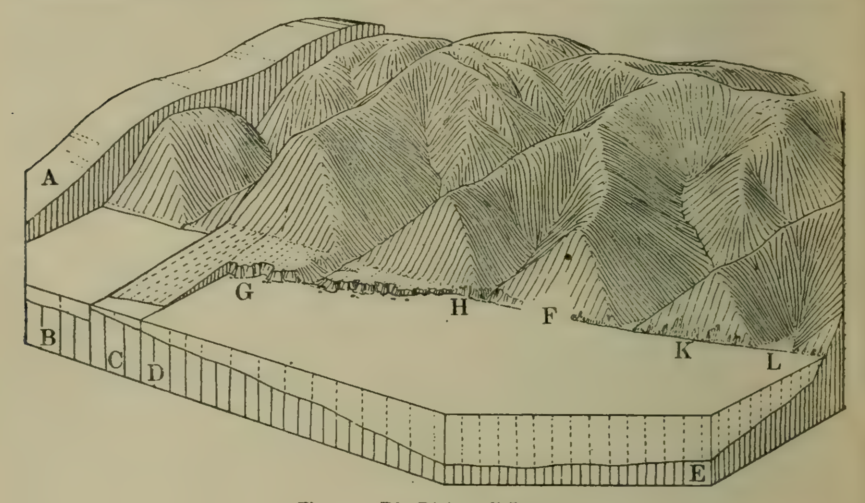


Fig. 211. Die Riviera di Levante.

Ufer an ihrer Vorderseite aufweisen, und die teilweise untergetauchten Kliffe oberhalb ihrer früheren Basis vom Meere kräftig angegriffen, *K*, aber wenig geschnitten werden; zu derselben Zeit werden die unteren Strecken der Täler des gehobenen, gebirgigen Hintergrundes und die ihm vorgelagerte Küstenebene an der anderen Seite der Achse mit Rücksicht auf die neue Erosionsbasis frühreif eingschnitten werden, und der Saum der Ebene durch die Wellen so weit zurückgeschnitten, daß ihre Front ein niedriges, zerrissenes junges Kliff, *GH*, bildet, bei dem die deformierten Gesteine unter den dünnen Küstenebenen-Ablagerungen bloßgelegt werden.

Fügt man zu diesem Bilde an der Neigungsachse eine vorspringende Halbinsel (in Fig. 211 nicht dargestellt, aber sie nimmt einen zehn Kilometer langen Raum bei *F* ein), die der Abrasion im früheren Zyklus mariner Erosion widerstand, weil

ihr äußerer Hang aus einer sehr mächtigen und widerstandsfähigen Masse von Konglomeraten besteht — wahrscheinlich einer geneigten, lokalen Deltabildung eines noch früheren Zyklus —, so sind alle wesentlichen Züge der herrlichen Riviera di Levante aufgezählt. Die Halbinsel an der Neigungsachse ist die von Portofino, deren Konglomeratkliffe noch immer dem starken Anprall des Meeres widerstehen. Die Neigungsachse ist in diese Halbinsel zu verlegen, weil die Täler an ihrer südöstlichen Seite an ihren Mündungen von Deltaebenen ausgefüllt sind, wo die Häuser und Villen von Rapallo und St. Margherita Raum genug zu offener Bauweise finden, und weil weiter südöstlich die teilweise untergetauchten und stark angegriffenen Kliffe folgen, zwischen denen ein kleines Delta Platz für Zoagli, *L*, bietet, und ein größeres für Chiavari, während keine derartigen Deltaebenen an der nordwestlichen Seite der Achse erscheinen; und statt dessen sehen wir dort erst die jungen Kliffe, wo Camogli und Recco, *H*, in die zurückgeschnittenen Talmündungen gedrängt, auf die steilen Talgehänge klettern, und weiter nordwestlich die aufgetauchte, zurückgeschnittene und zertalte Plattform von allmählich zunehmender Höhe und Breite, wo Nervi und Genua den Raum für breitere Ausdehnung finden.

Offenbar stehen die heutigen Küstenzüge an den beiden Seiten der Achse in starkem Gegensatz, und die Verkehrswege lassen daher gleichfalls Unterschiede erkennen. Im Südosten ist die Landstraße jenseits Rapallos oberhalb des steileren Hanges der aufgefrischten jungen Kliffe in die Front des früheren reifen Kliffs eingeschnitten. So erreicht man das kleine Dorf Zoagli, das auf einer engen Deltaebene liegt; dann steigt die Straße wieder an, und zwar höher als vorher, weil die aufgefrischten Kliffe höher sind, um dann wiederum zur verbreiterten Deltaebene hinabzusteigen (Fig. 204), die die früher eingeschnittenen Kliffe, *L*, *K*, jetzt schützt, und die der einzige größere Fluß des Gebiets, die Entella, gebildet hat, der ein longitudinales, wahrscheinlich subsequentes Tal im Innern des Landes entwässert: in der Mitte dieser größten Delta- und Strandebene liegt Chiavari, der bedeutendste Ort zwischen Genua und Spezia. Nur wenig weiter ist ein vom Festland getrennter Hügel, der eine kleine Insel bildete, jetzt an der Außenseite zurückgeschnitten und mit dem Festland durch Nehrungen von Kies und Sand verbunden, auf dem Sestri Levante, Fig. 196, erbaut ist; dann folgt eine

Hügelgruppe, die einst eine größere Insel mit ihrem höchsten Punkte, dem Monte Castello (265 m), war und heute durch die Deltas zweier kleiner Flüsse aus dem Innern an das Festland geknüpft ist. Auf der Deltaküste im Südosten dieser früheren Insel liegt Riva Trigoso mit seinen Schiffswerften.

Noch weiter südöstlich sind auf den Deltaebenen zweier ertrunkener Täler die kleineren Dörfer Moneglia und Deira gelegen, von gewaltigen Kliffen getrennt. Moneglia, Fig. 212, ist dadurch interessant, daß es die Ebenen zweier nebeneinanderliegender Täler einnimmt, zwischen denen sich das dreieckige Endkliff, *D*, eines schmalen Rückens erhebt, das früher durch die Wellen zurückgeschnitten wurde und jetzt durch den vorgeschütteten Strand geschützt ist. In der Nähe sind die unteren Teile vieler kleinen Täler abgeschnitten, so daß sie als Hängetäler, *H*, über den zerrissenen Kliffen endigen.

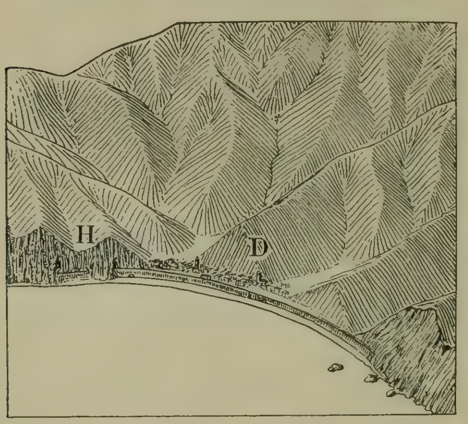


Fig. 212. Eine Bucht der Riviera di Levante.

Nun werden die zerrissenen Kliffe zu hoch und steil, als daß die Landstraße zwischen Genua und Spezia der Küste weiter folgen könnte; bei Sestri Levante wendet sie sich daher landeinwärts über die Berge hinter Moneglia einem Binnentale zu. Die Eisenbahn jedoch führt an der Küste weiter entlang und geht auch weiterhin mittelst Tunnels durch die Vorsprünge (Fig. 212) hindurch, so daß der im Schnellzuge Reisende kaum Zeit hat, beim Queren einer Talmündung etwas von der wundervollen Küstenlandschaft zu sehen. Nur an der flachen Vorderseite der Chiavari-Deltaebene (Fig. 204) und an den hinter dem Monte Castello sich vereinigenden Deltas (Fig. 196) kreuzt die Eisenbahn Flachländer, wo auf Strecken von $7^1/_2$ und 5 km keine Tunnels vorhanden sind.

In der nächsten Nähe im Nordwesten der Achse war die Küstenebene, als sie gehoben wurde, so niedrig und schmal, daß sie samt ihrer Plattformgrundlage jetzt vollständig weggeschnitten worden ist; und tatsächlich unterschneidet das Meer

in dieser Gegend, *H*, Fig. 211, heute zerrissene junge Kliffe am Fuße der reifen Kliffe des vorangegangenen Zyklus. Das deutet darauf hin, daß die schräge Hebung, durch die der frühere Meeresboden bloßgelegt wurde, eine derartige Neigung hatte, daß der Meeresboden etwas versteilt und der Wellenangriff dadurch gestärkt wurde. Sonst wäre es kaum möglich, daß das Meer jetzt auf so jugendliche und energische Weise dieselben geböschten Klippen unterschnitte, die es im früheren Zyklus mit viel reiferer Bedächtigkeit geschaffen hatte.

Die Vernichtung der Küstenebene in der Ecke, wo das frühere Kliff jetzt so scharf unterschnitten ist, *H*, läßt für das Dörfchen Camogli nur eine enge Talmündung übrig, wo dann die hohen Häuser an den Hügelseiten emporsteigen; hier ist ein kleiner Hafen durch unaufgezehrte Klippen geschützt. Das nächste Dorf, Recco, hat nur die Vorteile, die aus einer breiteren Talmündung zu ziehen sind. Die Landstraße muß noch immer ziemlich hoch über dem jungen Kliff an dem reifen Kliffuß steigen, und die Eisenbahn muß noch wiederholt hinter dem jungen Kliff durch Tunnels hindurchgehen, bis sie ein anderes Tal ungefähr 5 km nordwestlich erreicht, in dem Sori ebenso gedrängt wie Recco liegt, ehe ein schmales Überbleibsel der gehobenen abradierten Plattform über dem zerrissenen, gestadelosen jungen Kliffe von 15 bis 20 m Höhe erscheint. Wenn dann die Plattform allmählich an Höhe zunimmt, erhalten ihre unaufgezehrten Teile naturgemäß eine immer größere Breite. Ein reifes Tal, das dort in diese eingeschnitten ist, wo der Überrest der Plattform etwa $^1/_2$ km breit geworden ist, bedingt die Lage von Bogliasco, etwa 8 km von Camogli; 5 km weiter, wo die Breite der Plattform etwa einen Kilometer beträgt, liegt Nervi mit seinen herrlichen Gärten.

Bei Genua hat die Plattform eine Breite von nahezu zwei Kilometern behalten, obgleich sie zu zerrissenen Kliffen von 50 m Höhe zurückgeschnitten ist. Hier liegen Kiesbetten mit marinen Muscheln auf der Plattform, so daß man im Recht ist, sie zur Zeit ihrer ersten Hebung als eine Küstenebene zu betrachten. Allein diese Ablagerungen sind so wenig mächtig und bedecken heute nur eine so kleine Fläche im Vergleich zu der Grundlage, die durch Fortschaffung des Kieses bloßgelegt wurde, daß sich der Gedanke an eine abradierte und zerschnittene Felsplattform eines früheren Meeresbodens lebhafter aufdrängt als

der einer verschwindenden Küstenebene. Genua liegt sowohl auf der Plattform wie in den offenen Tälern des neuen Zyklus, deren Breite so bedeutend, und deren Schwemmschuttablagerungen so tief sind, daß dadurch die Möglichkeit einer vor kurzem stattgefundenen Senkung nahegelegt, eine solche vielleicht sogar bewiesen wird. Die Rücken der bereits beschriebenen Riviera di Ponente scheinen den Spornen, die durch die reife Zerschneidung der dort hochgehobenen marinen Plattform gebildet waren, zu entsprechen, und dort ist an einer rezenten Senkung nicht zu zweifeln.

Aufgefrischte und verschwindende Klippen. Wo in dem Winkel im Norden von der Halbinsel von Portofino die niedrige schmale Plattform so weit zurückgeschnitten ist, daß die heutigen Wellen steile, junge, zerrissene Kliffe am Fuße der vormaligen reifen, eben geböschten Kliffe einschneiden, versteilt sich der Hang von 25⁰ oder 30⁰ auf 60⁰ bis 70⁰; aber weiter nordwestlich, wo der Überrest der Plattform zutage tritt, krümmen sich die reifen, in großen dreieckigen Facetten 400 bis 500 m über den Meeresspiegel ansteigenden Kliffe, welche die unterworfenen Bergrücken abstumpfen, an ihrem Fuße anmutig nach vorne, um allmählich mit der Plattform zu verschmelzen. Dies weist darauf hin, daß der ursprünglich von den Wellen zwischen Kliff und Plattform eingeschnittene Winkel jetzt, da keine Wellen zu seiner weiteren Zerstörung vorhanden sind, mit kriechendem Schutt angefüllt wird. Wie in allen ähnlichen Fällen ist das frühere, nun gehobene Kliff als Teil der Landoberfläche zu betrachten, auf dem die normalen Vorgänge der Verwitterung und Abspülung im neuen Zyklus mit Bezug auf die neue Erosionsbasis tätig sind. Hier ist die geböschte Klifffront mit Kriechschutt bedeckt; ihr unterer Abhang ist terrassenartig angebaut und trägt Blumengärten und Olivenhaine.

Die Strandebene von Chiavari. Eine Bildung ganz anderer Art sieht man in Verbindung mit der Deltaebene zu beiden Seiten Chiavaris, die, wie schon angedeutet, den früher betrachteten Fall geschützter Kliffe ausgezeichnet veranschaulicht. Während die Entella und ihre Nebenflüsse ein Delta von den inneren Enden der durch teilweises Ertrinken des früheren Tals gebildeten Bucht vorwärts schoben, wurden hier niedrige, steile, junge Kliffe in die teilweise untergetauchte Front der früheren, reif abgeböschten Kliffe außerhalb der Bucht eingeschnitten, wie es

in Fig. 204 dargestellt ist. Gegenwärtig ist das Delta über die Buchtmündung hinaus gewachsen, wo seine Breite, *KL*, nur $1^1/_2$ km betrug, so daß Sande und Kiese nach jeder Richtung hin an der Küste entlang gefegt wurden und auf diese Weise eine Strandebene von fast 7 km Länge und von 100 bis 200 m Breite vorschütteten. Hinter dieser Ebene kann man sehr klar die jungen Kliffe sehen, die zurückgeschnitten waren, ehe der vordere Teil der Ebene sich gebildet hatte.

Es ist interessant, zu sehen, wie die Küstenlinie bei Chiavari seit dem modernen Wachstum der Stadt zurückgeschnitten wird, so daß eine Anzahl Häuser am Strande zerstört worden sind. Es ist aber kaum möglich, daß dieser neue, rasche Wechsel von der Vorschüttung zum Zurückschneiden ein normaler Wechsel im Zusammenhang mit dem Zurückschneiden der benachbarten Kliffe und dem allgemeinen Zurückweichen der Küste als Ganzem sein sollte. Einen viel wahrscheinlicheren Grund hat uns Professor Issel aus Genua gegeben, als er während unseres Rivieraausflugs im Sommer 1908 einen Tag mit uns verbrachte. Im Mittelalter wurden die Gebirge des Entellabeckens rücksichtslos entwaldet, und infolgedessen wurde die den Flüssen zugeführte Schuttlast eine Zeitlang beträchtlich vermehrt und der Deltastrand rasch vorwärtsgebaut; aber einige Jahrhunderte danach scheint die Schuttmenge etwas abgenommen zu haben, so daß jetzt das Meer den Strand zurückschneidet.

Die Verwendung von Ortsnamen in geographischen Beschreibungen. Diese Beschreibung der Riviera di Levante mit all ihren Einzelheiten ist nicht nur deshalb gegeben, weil das Gebiet an sich lehrreich ist, sondern auch aus dem Grunde, weil seine wesentlichen Züge vermittelst systematischer, erklärender Beschreibung so überaus wirksam darzustellen sind. Diagramme bilden selbstverständlich ein gutes Hilfsmittel, besonders wenn sie in systematischem Zusammenhang mit einer erklärenden Terminologie stehen und die Hauptzüge einer Landschaft vereinfacht schildern. Karten großen Maßstabes dienen im wesentlichen zur Wiedergabe der Lage, der Richtungen, Höhen und Entfernungen tatsächlicher Formen mit all ihren Unregelmäßigkeiten, die die erklärende Beschreibung gar nicht darzustellen versuchen kann. Skizzen und Photographien geben einzelne Ansichten wieder, auf deren allgemeinere Züge die Diagramme hingedeutet haben. Die größeren charakteristischen Landformen werden aber am

besten durch erklärende Beschreibung verständlich; und erst wenn man sich auf diese Weise mit ihnen vertraut gemacht hat, ist es angebracht, Ortsnamen, Höhenangaben und andere unwesentliche Einzelheiten der allgemeineren Beschreibung anzufügen. Führt man sie früher ein, so schweben sie in der Luft, und der Hörer ist nicht imstande, sie zu verwerten.

Natürlich darf man die wichtigeren Namen, wie Apenninen, Tyrrhenisches Meer, Genua und Spezia, die schon allgemein bekannt sind, am Anfang nennen und damit sofort auf die Gegend hinweisen, von der die Rede ist. Allein andere Ortsnamen, die niemand kennen kann, bevor er die Gegend besucht oder studiert hat, dürfen erst gebraucht werden, nachdem die Landformen, mit denen sie in Zusammenhang stehen, bereits beschrieben worden sind. Diesen wichtigen Grundsatz können wir uns am klarsten dadurch veranschaulichen, daß wir zu der eben gegebenen Beschreibung der italienischen Riviera zurückkehren. Wir lernen dann, daß dort, wo die Breite des bis jetzt unaufgezehrten Überrestes der Plattform, im Nordwesten der Neigungsachse, ungefähr einen Kilometer beträgt, Nervi liegt; an der Front der jetzt verbreiterten Deltaebene, die der einzige größere Fluß des Gebietes, die Entella, gebildet hat, liegt Chiavari, das daher die größte Stadt zwischen Genua und Spezia ist; ein Hügel, dessen Zusammenhang mit dem Festlande durch Untertauchen gelöst wurde, so daß er zu einer kleinen Insel wurde, ist jetzt durch zwei gekrümmte Nehrungen wieder mit dem Festland vereinigt, und auf ihnen ist Sestri Levante erbaut; eine Hügelgruppe, die einst eine größere Insel bildete, dessen höchster Punkt als Monte Castello bekannt ist, ist heute mittelst der Deltas zweier kleiner Flüsse an das Festland gebunden, und auf dem südöstlichen Delta ist zwischen den Kliffen der verbundenen Insel und des Festlandes Riva gelegen.

Selbstverständlich ist es leichter für einen, der die Riviera besucht hat und daher mit den Namen der Dörfer ebenso vertraut ist wie mit den Landformen, die Ortsnamen als Merksteine zu betrachten, nach denen er den namenlosen Bildungen der Natur ihren Platz anweist. Für einen Hörer oder Leser jedoch, dem die Gegend fremd ist, und der ihre erste Bekanntschaft durch eine Beschreibung macht, ist eine derartige Darstellung wenig nutzbringend. Für ihn hat der Name „Monte Castello“ keine Bedeutung, er ist das unwichtigste Element in der Beschreibung

und hat eigentlich gar keinen Wert, bevor die Gegend, zu der er gehört, unter morphologischen Bezeichnungen beschrieben worden ist. Ebenso läßt sich die tatsächliche Aufeinanderfolge der Begebenheiten viel besser darlegen, wenn man sagt: Hinter einer kleinen früheren Insel, die jetzt durch zwei gekrümmte Nehrungen mit dem Festland verbunden ist, liegt Sestri Levante — als wenn man sagt: Dicht bei Sestri Levante liegt eine frühere Insel, die jetzt durch zwei gekrümmte Nehrungen mit dem Festland verbunden ist. — Eine allgemeinere Annahme dieser Reihenfolge bei der Darstellung würde viel dazu beitragen, die wahren Beziehungen zwischen organischen Bewohnern und anorganischen Landformen klarer zu machen.

Allgemeine Bemerkungen. Das Beispiel der Riviera di Levante wird, so hoffe ich, gezeigt haben, wie wichtig es ist, daß die Hauptzüge einer Landschaft zuerst in ihren allgemeinen Beziehungen angegeben werden, und daß erst dann die Namen der kleinen und gewöhnlich unbekannten Ortschaften u. ä. eingeführt werden dürfen, und außerdem daß die Siedelungen und die anderen lokalen Einzelheiten stets in Beziehung zu den natürlichen Verhältnissen ihrer Umgebung gesetzt werden müssen. Der vorher behandelte Fall der komplizierten Küstenebene von Maine wird in derselben Weise aufs deutlichste erwiesen haben, daß eine Küste wirklich nur dann gut beschrieben werden kann, wenn das Gebiet, deren Rand sie darstellt, bekannt ist. Dieses ganze Kapitel wird gelehrt haben, daß die Küstenformen am besten als das Ergebnis einer Einwirkung auf einen Meeresboden oder eine Landmasse betrachtet werden, die selbst eine gewisse Struktur und Form unter dem Einfluß früherer Veränderungen und Vorgänge erhalten haben, und die jetzt in eine neue Lage zum Meeresspiegel gekommen sind, so daß die marinen Vorgänge nun an einer Linie arbeiten können, die vorher über oder unter dem Meeresspiegel lag und auf diese Weise in ein bestimmtes Stadium der Küstenentwicklung gebracht wurde.

Es ist außerdem von ganz hervorragender Bedeutung, zu erkennen, daß diese systematische und erklärende Methode der Behandlung der Küstenformen genau dieselbe ist, die wir bei den Landformen im allgemeinen angewandt hatten. Alle Oberflächenformen müssen als das Ergebnis gewisser Vorgänge angesehen werden, die auf eine Urform beliebigen Ursprungs bis zu einem bestimmten Entwicklungsstadium tätig gewesen sind.

Dieser Methode bedienten wir uns bei der Erörterung des theoretisch einfachsten Falles, der jungen, schmalen Küstenebene von Westschottland, ebenso wie bei den anderen einfachen Beispielen, die wir im vierten Kapitel vorgeführt haben. Wir haben sie angewendet, als wir von den komplizierteren Strukturformen, wie dem Rheinischen Schiefergebirge, dem französischen Zentralmassiv, der Sierra Nevada Kaliforniens und den anderen Gebirgszügen des fünften Kapitels sprachen, und als wir die Formen vulkanischen Ursprungs und die ariden und glazialen Störungen des normalen Zyklus betrachteten. Dieselbe Methode hat uns jetzt wieder bei den Küstenformen geleitet. In allen Fällen war es leicht, sie nach den gerade vorliegenden Bedürfnissen abzuändern, woraus sich die Elastizität und Anpassungsfähigkeit des ihr zugrunde liegenden Prinzips ergab.

Wenn in irgendeinem Falle die Erosionsvorgänge des gegenwärtigen Zyklus ein so spätes Entwicklungsstadium herbeigeführt haben, daß die ursprüngliche Form kaum zu erkennen ist, so kann man über sie hinweggehen, denn sie besitzt dann nur eine geringe geographische Bedeutung, wie groß auch immer ihr geologisches Interesse sein mag. Scheinen mehrere aufeinanderfolgende Bewegungen stattgefunden zu haben und sind neue Zyklen eingeführt, bevor die früheren weit fortgeschritten waren, — wie dies z. B. bei zahlreichen Gebirgszügen wahrscheinlich der Fall gewesen ist, — so wird es für die Zwecke einer geographischen Beschreibung genügen, mit den am meisten auffälligen und wichtigsten Bewegungen zu beginnen und die übrigen erst später einzufügen, je nachdem sie für die Erfassung der heutigen Formenwelt notwendig erscheinen. Es ist eben sehr wichtig, stets im Auge zu behalten, daß die vorangegangenen Ereignisse nur so weit in die Darstellung einbezogen werden dürfen, als sie zu einem besseren Verständnis der gegenwärtigen Landformen, die in den Bereich der Geographie gehören, und denen diese Vorlesungen gewidmet waren, beitragen.

Schluß. In meiner Antrittsrede sagte ich: „Mir eröffnet sich eine schöne Gelegenheit, indem mir gestattet wird, mit den jungen Geographen dieser Universität zu reden, ihnen von den wirklichen Weltteilen, die ich mit leiblichen Augen gesehen habe, und von den gedachten Landformen, die ich mit geistigen Augen gesehen habe, Vorstellungen geben zu können; mit ihnen den

Versuch einer erklärenden Beschreibung von Landformen zu machen; und vor allem sie persönlich kennen zu lernen und so einen Vorbegriff zu erlangen von dem, was Jungdeutschland in der geographischen Welt zu tun gedenkt."

Jetzt ist diese Gelegenheit verwirklicht worden. Ich habe meine ernster strebenden Studenten persönlich kennen gelernt und mit ihnen oft über eine systematische und erklärende Beschreibungsmethode für die Behandlung der Landformen gesprochen; für mich sind daher die Erfahrungen des Winters äußerst interessant und lehrreich gewesen. Ein Austauschprofessor geht aber nicht an eine fremde Universität, um selbst neue Eindrücke zu erhalten, er soll vielmehr in der Hauptsache den dortigen Studenten neue Anschauungen vermitteln. Ob in dieser Hinsicht mein Besuch erfolgreich gewesen ist, darüber darf ich mir noch kein Urteil erlauben. Ich darf wohl sagen, daß meine Studenten stets die größte Rücksicht auf meine mangelhafte Kenntnis der deutschen Sprache genommen haben. Ob sie aber meine Ansichten über die Behandlung der Landformen wirklich verstanden und selbständig verarbeitet haben, wird man erst dann erkennen können, wenn sie eigene Arbeiten veröffentlicht haben. Diese Arbeiten werden für mich natürlich ein besonderes Interesse besitzen, und ich bitte jeden meiner Zuhörer, mir ein Exemplar seiner geographischen Arbeiten zu übersenden, damit ich daraus ersehen kann, inwieweit die erklärende Methode in Deutschland Anwendung gefunden hat. Sollte aber irgendeiner meiner Zuhörer mir seine Arbeit persönlich nach Amerika bringen, um dann dort die atlantische Küstenebene, die Rücken der Alleghanies, die glazialen Züge der Prärien, oder die Gebirge, Plateaus und Cañons des fernen Westens zu studieren, so werden wir amerikanischen Geographen ihn herzlich willkommen heißen und alles tun, was in unserer Hand steht, um seine Reise zu fördern.

PRAKTISCHE ÜBUNGEN.

1. Man zeichne eine Karte oder ein Blockdiagramm einer etwa 20 km langen Strecke eines Altlands, dem eine junge Küstenebene vorgelagert ist, die 5 km breit ist und sanft gegen Südwesten zum Meere abfällt. Dann ergänzende Karten oder Diagramme, die die wichtigsten Entwicklungsstadien zur Darstellung bringen, welche die Küste durchläuft, bis sie ein reifes Kliff von geringer Höhe erhalten hat. Man gebe die entsprechenden

durch die normale Erosion auf der Küstenebene und dem Altland hervorgerufenen Veränderungen an. Man fertige eine kurze Beschreibung jedes Stadiums an.

2. Man wähle irgend eines von den Diagrammen des Gebirges aus dem sechsten Kapitel oder aus dem betreffenden Abschnitt der „Practical Exercises" aus, nehme eine Senkung bis zu einem beliebigen Betrage an und zeichne die so entstehende Küstenlinie. Man entwerfe ergänzende Diagramme für die verschiedenen Stadien der Küstenentwicklung, bis eine vollreife Küste ausgebildet ist. Wo es nötig erscheint, zeichne man einige Einzelheiten gesondert in größerem Maßstabe. Man mache eine Liste der technischen Ausdrücke für alle dargestellten Formen und beschreibe kurz die Formen jedes einzelnen Stadiums.

3. Man nehme ein Gebiet von gestörter, massiger Struktur in einem spätreifen Stadium normaler Entwicklung an, das eine vorwiegend insequente Entwässerung, ein mäßiges Relief und eine mittlere Gliederung besitzt und eine frühreife Küstenlinie an seiner Südostseite hat. Man lasse es nun sich leicht an einer zur Küste rechtwinklig verlaufenden Achse neigen, so daß der nordöstliche Teil gehoben und der südwestliche gesenkt wird. Man zeichne eine Karte oder ein Diagramm des Gebietes unter diesen Verhältnissen und ergänzende Diagramme für die späteren Entwicklungsstadien. Man gebe geeignete Lagen für Städte, Dörfer, Wege usw. auf diesen Diagrammen an.

4. Man zeichne Karten oder Diagramme zur Veranschaulichung der später unter dem Einfluß des Meeres zu erwartenden Entwicklungsstadien der dalmatinischen Küste.[12]

5. Man zeichne ein Diagramm, welches das ursprüngliche, jugendliche und reife Stadium einer Küste darstellt, die eine schräge oder quergerichtete Neigung erfahren hat, und bei der eine Reihe von Cuestas untergetaucht ist, etwa wie in Fig. 96 und 99 des fünften Kapitels.

6. Man studiere eine Karte von England und versuche die dort dargestellten Küstenformen erklärend zu beschreiben.

7. Man betrachte die Küstenformen der erloschenen Seen, die in dem I. und XI. Bande der „Monographs of the United States Geological Survey" abgebildet sind, und beschreibe einige von ihnen unter Verwendung der hier gebrauchten Terminologie. Man wähle die auffälligsten Beispiele aus und zeichne Diagramme für die früheren Entwicklungsstadien, die sie durch-

laufen haben, und die späteren, die vorhanden wären, wenn die Seen eine längere Lebensdauer gehabt hätten.

8. Man zeichne eine Karte oder ein Diagramm einer jungen Steilküste mit einem großen, aus dem Innern kommenden Fluß. Man zeichne die verschiedenen Stadien für die Entwicklung des von diesem Flusse aufgebauten Deltas, bis ein fortgeschrittenes Stadium mariner und ein altes Stadium normaler Erosion erreicht ist, und beschreibe die Formen des Deltas in den verschiedenen Stadien und die mit ihm in Zusammenhang stehenden Züge.

9a. Man zeichne eine Karte des Unterlaufes eines reifen Flusses in einem eingesenkten Mäandertal, das ungefähr parallel zu der halbreifen Küstenlinie verläuft, an der der Fluß mündet, und im Umriß einige spätere Stadien in der Entwicklung der Küstenlinie und des Flusses. Welche Veränderungen werden in der Lage der Flußmündung und in der Länge des Flußlaufes vor sich gehen?

9b. Man betrachte die topographischen Bl. Chardo, Mentor und Perry (Ohio) der U. S. Geological Survey. Man skizziere die heutigen Züge des Grand River, die hier dargestellt sind, die den unter 9a entwickelten Verhältnissen entsprechen, und im Umriß ein früheres und ein späteres Stadium dieses Flusses und der Küste des Erie-Sees.

10. Man studiere eine geographische Darstellung einer Gegend, die an das Meer grenzt, suche alle Ausdrücke, die Küstenformen beschreiben, heraus, und zeichne ein Diagramm der Küste nach diesen Beschreibungen. Dann vergleiche man diese Diagramme mit guten Karten derselben Küste. In welcher Hinsicht ist das Diagramm unrichtig? Warum is est unrichtig? Welche Züge hätten, wenn sie in jener Beschreibung angegeben wären, es möglich gemacht, ein richtiges Diagramm zu entwerfen?

11a. Man betrachte die Karten 145—152 der U. S. Coast Survey, die zwei Vorsprünge und eine dazwischen liegende Bucht enthalten, und zeichne ein ideales Diagramm, das zwei Vorsprünge und eine dazwischen liegende Bucht darstellt, um alle heutigen Formen zusammenzufassen. Man beschreibe diese Formen und vergleiche die Beschreibung mit einer derselben Gegend aus irgendeinem bekannten geographischen Werk.

11b. Man zeichne einige frühere und spätere Stadien desselben Küstengebietes und beschreibe sie.

12a. Man betrachte die Bl. 4A, 5A, 6B, 16 C, D, 22A, B, 45C, D, 48B, H17, I19, T2, 3 der norwegischen topographischen Karte in 1 : 100000, zeichne in vereinfachter Gestalt die besten hier zu findenden Beispiele der verschiedenen Arten junger Küstenformen ab, die auf S. 488, 489 dieses Kapitels erwähnt wurden, und beschreibe sie.

12b. Man zeichne Karten oder Diagramme einiger späterer Stadien von einigen dieser Formen und beschreibe sie.

Literaturnachweise zu Kapitel X.

1. Davis. The outline of Cape Cod. Proc. Amer. Ac. of Arts and Sc., XXXI, 1896, 303—332. Geographical Essays. Boston 1910. 690—724.
2. F. P. Gulliver. Shoreline topography. Ebenda, XXXIV, 1899, 149—258.
3. U. S. Coast and Geodetic Survey, Charts 205—212.
4. C. Abbe, jr. Remarks on the cuspate capes of the Carolina coast. Proc. Boston Soc. Nat. Hist., XXVI, 1895, 489—497.
   U. S. Coast and Geodetic Survey, Charts 145—152.
5. Dieselbe, Charts 160—162.
   K. Weule. Beiträge zur Morphologie der Flachküsten. Z. f. wiss. Geogr., VIII, 1891, 211—256. Siehe S. 253.
6. U. S. Coast and Geodetic Survey, Chart 21.
7. Carte de France, 1 : 80000. Bl. 170, 180, 191, 202, 203, 214, 215.
8. A. Delebecque. Les lacs français. Paris 1898. Siehe S. 282—284. Taf. 17—19.
9. U. S. Geological Survey, Topogr. Karten. Bl. Conneaut, Ashtabula, Perry, Mentor, Euclid, Cleveland, Oberlin, Vermilion (Ohio).
10. Dieselbe. Bl. Sandy Hook, Asbury Park, Barnegat (New Jersey).
11. F. v. Richthofen. Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886. Siehe S. 308.
12. Spezial-Karte der österreichisch-ungarischen Monarchie 1 : 75000. Zone 29, Col. XII; Zone 30, Col. XII, XIII; Zone 31, Col. XIII, XIV.
13. Karte des europäischen Rußlands 1 : 420000. Bl. 11.
14. H. Reusch. Strandfladen, et nyt traek i Norges geografi. Norges geol. unders., No. 14, 1894, 1—14, 144—145.
   —, The Norwegian coast plain. Journ. of Geol., II, 1894, 347—349.
   E. Richter. Die norwegische Strandebene und ihre Entstehung. Globus, LXIX, 1896, 313—318.
   J. H. L. Vogt. Sondre Helgelands morfologi. Norges geol. unders., No. 29, 1900, 1—61, 160—170. Siehe S. 35.
   F. Nußbaum. Über die Entstehung der norwegischen Fjeldlandschaften, Fjorde und Schären. Mitt. naturf. Ges. Bern, 1909, 233—258.
15. Topografisk Kart over Kongeriget Norge 1 : 100000. Bl. 16 C, D.
16. F. v. Richthofen. Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886. Siehe S. 314.

17. D. W. Johnson und W. G. Reed, jr. The form of Nantasket beach. Journ. of Geol., XVIII, 1910, 162—189.
18. H. Spethmann. Grundzüge der Oberflächengestaltung Cornwalls. Globus, XCIV, 1908, 329—332, 347—350.
19. F. P. Gulliver. Cuspate forelands. Bull. Geol. Soc. Amer., VII, 1896, 399—422.
20. —, Dungeness foreland. Geogr. Journ., IX, 1897, 536—546.
21. Spezial-Karte der österreichisch-ungarischen Monarchie 1 : 75000. Zone 18, Col. XVII, XVIII.
22. Carta topografica del regno d'Italia 1 : 100000. Bl. 82, 92, 102, 103.
L. v. Sawicki. Beiträge zur Geomorphologie der Riviera di Ponente. Atti Soc. ligustica sc. nat., XIX, 1909, 236—288.
23. Ordnance Survey of Ireland 1 : 63360. Bl. 48, 49, 54, 55.
24. W. D. Conybeare. Ten plates . . . . representing the changes produced . . . between Axmouth and Lyme Regis . . . on the 26th of December, 1839. London 1840.
Ch. Lyell. Principles of Geology. 11. Aufl. London 1872. Bd. I, S. 540—543.
25. Carte de France 1 : 80000. Bl. 10, 11, 19.
26. J. J. Bigsby. On the geology of the Lake of the Woods, South Hudson's Bay . . . . . Quart. Journ. Geol. Soc., VIII, 1852, 400—406. Siehe auch X, 1854, 212—222.
27. G. K. Gilbert. Recent earth movements in the Great Lakes region. 18. Ann. Rep. U. S. Geol. Surv., 1898, II, 595—647.
—, Modification of the Great Lakes by earth movement. Nat. Geogr. Mag., VIII, 1897, 233—247.
28. I. C. Russell. Lakes of North America. Boston 1895. Siehe S. 43—54.
29. R. Bell. Evidence of northeasterly differential rising of the land along Bell river (Canada). Bull. Geol. Soc. Amer., VIII, 1897, 241—250.
L. V. Pirrson. Crustal warping in the Temagami-Temiskamang district, Ontario. Amer. Journ. of Sc., 4. ser. XXX, 1910, 25—32.
30. (U. S.) Survey of the northern and northwestern lakes. Chart of Lake St. Clair 1 : 50000.
31. A. C. Ramsay. On the denudation of South Wales . . . Mem. Geol. Surv. of Great Britain, I, 1846, 297—335.
32. F. v. Richthofen. Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886. Siehe S. 353.
33. A. R. Marvine. (Hayden's) U. S. Geol. and Geogr. Surv. Territories, Ann. Rep. for 1873. 1874. Siehe S. 144.
34. J. W. Powell. Exploration of the Colorado river of the West . . . Washington 1875. Siehe S. 212.
35. Davis. Plains of marine and subaerial denudation. Bull. Geol. Soc. Amer. VII, 1896, 377—398. Geographical Essays. Boston 1910. 323—349.
36. A. Penck. Über Denudation der Erdoberfläche. Schr. Ver. zur Verbr. nat. Kenntnisse Wien. XXVII, 1887, 431—457. Siehe S. 453.
A. de Lapparent. La question des pénéplains envisagée à la lumière des faits géologiques. Verh. VII. Intern. Geogr.-Kongr., Berlin 1900, II, 213—220.

37. R. S. Tarr und L. Martin. Recent changes of level in the Yakutat Bay region, Alaska. Bull. Geol. Soc. Amer., XVII, 1906, 29—64.

—, Recent changes of level in Alaska. Geogr. Journ., XXVII, 1906, 30—43.

38. A. de Chambrun de Rosemont. Études géologiques sur le Var et le Rhône . . . Paris 1873.

39. A. C. Lawson. The post-pliocene diastrophism of the coast of southern California. Bull. Dept. Geol. Univers. California, I, 1893, 115—160.

40. R. T. Hill. Notes on the geology of Cuba. Bull. Museum of Comp. Zool., XVI, 1895, 243—288. Siehe S. 267.

41. Ch. Darwin. Geological observations on . . . parts of South America. 2. Aufl. London 1876. Siehe S. 197.

42. J. B. Hatcher. Narrative of the expedition. Geography of Southern Patagonia. Princeton University Expedition to Patagonia. I. 1904. Siehe S. 219.

43. A. C. Lawson. Sketch of the coastal topography of the north side of Lake Superior. 20. Ann. Rep. Geol. and Nat. Hist. Surv. of Minnesota, 1893, 181—289.

F. B. Taylor. A reconnaissance of the abandoned shore lines of Green Bay and of the southern coast of Lake Superior. Amer. Geologist, XIII, 1894, 316—327, 365—383.

—, Correlation of Huron-Erie beaches with outlets and moraines in southeastern Michigan. Bull. Geol. Soc. Amer., VIII, 1897, 31—58.

H. L. Fairchild. Glacial waters in central New York. Bull. New York State Museum, CXXVII, 1909, No. 442, S. 5—59.

J. W. Goldthwait. The abandoned shore-lines of eastern Wisconsin. Bull. Wisconsin Geol. and Nat. Hist. Surv., XVII, 1907.

44. W. Upham. The glacial Lake Agassiz. U. S. Geol. Surv., Monogr. XXV, 1895.

45. G. K. Gilbert. The topographic features of lake shores. Ebenda, 5. Ann. Rep., 1885, 69—123.

—, Lake Bonneville [Utah]. Ebenda, Monogr. I, 1890.

46. I. C. Russell. Geological history of Lake Lahontan . . . [Nevada]. Ebenda, Monogr. XI, 1885.

47. Davis. Un exemple de plaine cotière. La plaine du Maine. Ann. de Géogr., VIII, 1899, 1—5.

48. —, The systematic description of land forms. Geogr. Journ., XXXIV, 1909, 300—326.

NAMEN- UND SACHREGISTER.

Druck von B. G. Teubner in Leipzig.

Verlag von B. G. Teubner in Leipzig und Berlin

M. W. Davis

Professor an der Harvard-Universität Cambridge (Mass.),
Austausch-Professor an der Universität Berlin:

Grundzüge der Physiogeographie.

Von **M. W. Davis** und Privatdozent **G. Braun.** Mit 126 Abbild. In Leinwand geb. *M.* 6.60.

Das neue Werk, welches auf Grundlage von Davis' Physical Geography (Boston 1898) unter Berücksichtigung der Verhältnisse des europäischen Kontinents und der Fortschritte der Wissenschaft entstanden ist, soll zunächst als Lehrbuch für die Oberstufe unserer höheren Schulen und die unteren Stufen der Hochschulen dienen; es scheint aber nach Inhalt und Ausstattung vorbestimmt, jedem Gebildeten ein Berater zu werden in allen Fragen über Entstehen, Gestaltung und Umgestaltung der Mutter Erde. Zwei Dinge dürften dem Werke einen unbestrittenen Erfolg sichern, einmal die systematische Durchführung des Entwickelungsgedankens, dann aber auch das reichhaltige, bei uns z. T. noch nicht bekannte Abbildungsmaterial. Zahlreiche Literatur- und Kartennachweise, übersichtliche typographische Anordnung, Namen- und Sachregister erhöhen den praktischen Wert des Buches.

„Davis' 1898 erschienene ‚Physical Geography' hat nicht bloß in Nordamerika eine nachhaltige Wirkung hervorgerufen, sondern auch in anderen Ländern lebhafte Anerkennung gefunden. Von diesem Werke nun auch eine deutsche Bearbeitung zu erhalten, können wir nur mit großer Freude begrüßen, und wir sind überzeugt, daß dieselbe dem deutschen Studierenden ebenso nützen wird wie das Original dem amerikanischen; denn mit Geschick und Umsicht haben die beiden Bearbeiter zahlreiche Beispiele charakteristischer Landschaftstypen speziell vom deutschen und mitteleuropäischen Boden zur Illustrierung der theoretischen Auseinandersetzungen eingeflochten. . . . Ein großer Vorzug der Physiogeographie besteht in der Art ihrer Illustrierung. Meisterhafte kleine Skizzen von Davis' Hand, welche zugleich Ansicht und Profil einer typischen Landschaft bieten, sog. Blockdiagramme, sind eingestreut. Daneben laufen Landschaftsbilder, Wiedergaben von Photographien. . . . Man kann das Werk in Wirklichkeit als ein neues bezeichnen, und zwar nicht bloß wegen seiner häufigen Bezugnahme auf deutsche Verhältnisse, sondern auch der Sprache nach. Die Übersetzung ist allenthalben eine sehr flüssige." **(Albrecht Penck in der Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin.)**

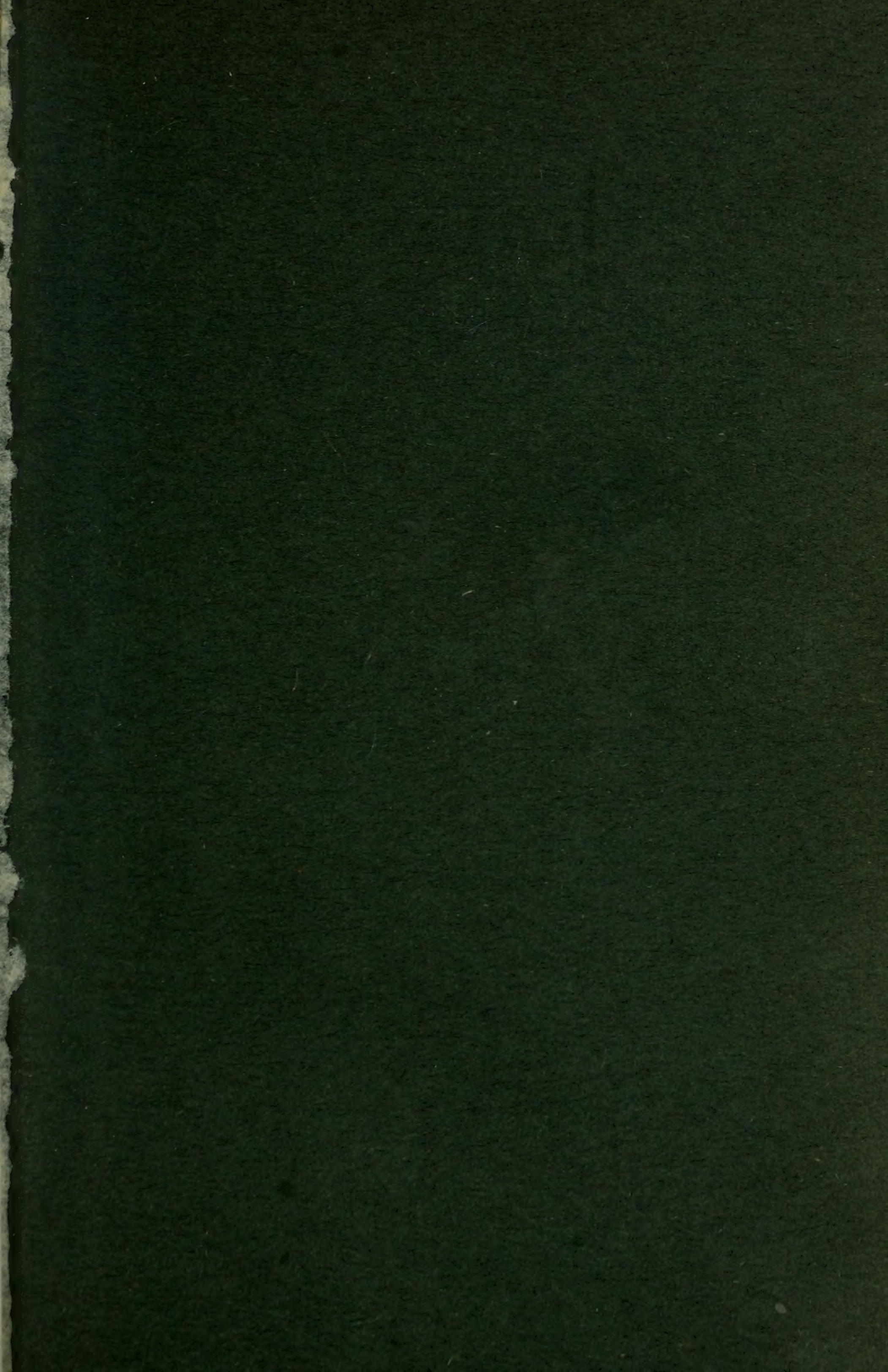
Zur Ergänzung des obigen Werkes erscheint im Herbst 1912:

Praktische Übungen in physischer Geographie.

Von **M. W. Davis.** Deutsch herausgegeben von **K. Oestreich,** Professor an der Universität Utrecht.

Während die Fachwelt, zumal in Deutschland, in mehr oder weniger fruchtloser Debatte, über die Zweckmäßigkeit oder Unzweckmäßigkeit der sogenannten amerikanischen Methode der erklärenden Beschreibung der Landformen begriffen war, hat der Meister dieser Methode, M. W. Davis, eine Anzahl von Diagrammfolgen gezeichnet, die zusammen mit einem schmalen Textbande bestimmt waren, in die Hände älterer Zöglinge amerikanischer Schulen gelegt zu werden. Durch Frage und Antwort, durch Betrachten und Vervollständigen dieser Ansichten von Großformen und Kleinformen der Erdoberfläche wurde dort auch der mit den Tatsachen und Ergebnissen der Geologie nicht Vertraute mit den Tatsachen der Geomorphologie bekannt gemacht; denn in diesen Diagrammen wird ein und dieselbe Landschaft durch alle Stufen ihrer Entwickelung, ja durch die aufeinanderfolgenden Entwickelungen hindurchgeführt. So lernt der Schüler die Entwickelungsfolge — den Zyklus — und die Altersstufe — das Stadium — am Diagramm und danach in der Natur für eine ganze Reihe der einfachen Großformen der Landschaft erkennen. Zahlreiche, vereinfachte Kartendarstellungen dienen zur Illustration oder als Grundlage zu eingehender weiterer Vergleichung. So elementar und vom Einfachsten fortschreitend auch der aus Fragen und Feststellungen bestehende Text gestaltet war, die Diagrammfolgen, zum Beispiel die über die Skulptur der Gebirge, die den ganzen Entwickelungsgang einer gefalteten Krustenpartie von einer ersten Einebnung über starke Hebung bis zu neuerlicher Einebnung behandelt, sind die zurzeit noch vollständigsten schematischen Darstellungen von Großformen der Erdoberfläche nach dem Entwickelungsgedanken, und auch im Texte wird der Leser oder Schüler unmerklich zur Erkenntnis der meisten morphologischen Typen geführt. Kurz, ein elementares Werk, das zur vollen Erkenntnis leitet.

Die Verfasser haben sich nun der Aufgabe unterzogen, für den deutschen Studenten eine ebensolche Studienanweisung zu schaffen. Zu dem Zwecke mußten die amerikanischen Kartenbeispiele durch solche aus uns näherliegenden Ländern ersetzt und außerdem auch die Stilisierung der Fragen knapper und etwas weniger elementar gestaltet werden. Die meteorologischen und klimatischen Abschnitte fielen fort; dafür aber wurde, um mannigfachen aus Fachkreisen stammenden Anregungen zu entsprechen, auf die einfachen geologischen Verhältnisse etwas mehr Nachdruck gelegt als in der amerikanischen Ausgabe.






UTL AT DOWNSVIEW
D RANGE BAY SHLF POS ITEM C
39 13 06 22 05 012 8